



INSTITUTO POLITÉCNICO
DE VIANA DO CASTELO

Bruna Daniela Ferreira da Costa

MODELAÇÃO ESPACIO-TEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
POTENCIAL PELO MÉTODO DE HARGREAVES:
Caso de estudo na Bacia Hidrográfica do Rio Vez

Mestrado em Gestão Ambiental e Ordenamento do Território

Trabalho efetuado sob a orientação do
Professor Joaquim Mamede Alonso
Professora Maria Isabel Valín Sanjiao

Fevereiro de 2015

As doutrinas expressas
neste documento são da
exclusiva responsabilidade
do autor.

“A sabedoria dos homens é proporcional não à sua experiência mas à sua capacidade de adquirir experiência.”

George Bernard Shaw

ÍNDICE

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
AGRADECIMENTOS	viii
ABREVIATURAS	ix
ÍNDICE DE QUADROS	x
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. ENQUADRAMENTO TEÓRICO: CONCEITOS E MÉTODOS.....	4
2.1 Balanço hídrico de bacias hidrográficas	4
2.1.1 Descrição do Balanço hídrico.....	4
2.1.2 Descrição do Balanço hídrico de bacias hidrográficas	7
2.1.3 Variáveis do balanço hídrico	8
2.2 A modelação da evapotranspiração	25
2.2.1 Métodos de cálculo de Evapotranspiração	29
2.2.2 Determinação da Evapotranspiração Cultural	33
2.2.3 Determinação da evapotranspiração Potencial	34
2.2.4 Modelos de cálculo de evapotranspiração - SIG	44
2.2.4.1 Modelo SWAT	46
2.2.4.2 Modelo SEBAL	48
2.2.4.3 Modelo METRIC.....	49
2.2.4.4 Modelo TSEB	50
2.3 A distribuição e evolução da ocupação e uso do solo.....	51
2.3.1 Os conceitos e a cartografia de ocupação e uso do solo	51
3. MODELAÇÃO ESPACIO-TEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO VEZ	54
3.1 Enquadramento da Bacia Hidrográfica do Vez	54
3.1.1 Caracterização do clima Bacia Hidrográfica do Rio Vez.....	56
3.1.2 Geologia e aptidão dos solos	59
3.1.3 Evolução da ocupação e uso do solo	61
3.2 Informação geográfica	64
3.3 Avaliação dos fatores climáticos na bacia hidrográfica do rio Vez.....	65
3.4 O método de estudo	66
3.4.1 Aplicação do método Hargreaves.....	67

3.5	Influência das alterações climáticas na evapotranspiração potencial (Cenários segundo o IPCC)	69
3.6	Análise de componentes principais (ACP) na evapotranspiração potencial.....	72
4.	ANÁLISE DE RESULTADOS	75
4.1	Avaliação dos fatores climáticos na bacia hidrográfica do rio Vez.....	75
4.2	Evapotranspiração potencial pela aplicação do método de Hargreaves	78
4.2.1	Evapotranspiração potencial mensal	78
4.2.2	Evapotranspiração potencial média anual	83
4.3	Análise de cenários relativos à relação da ETo com as alterações climáticas	84
4.3.1	Cenário 1 – Aumento mínimo da temperatura global	85
4.3.2	Cenário 2 – Aumento máximo da temperatura global.....	86
4.3.3	Cenário 3 – Variação anual da temperatura global.....	88
4.4	Análise de componentes principais (ACP) na evapotranspiração potencial.....	91
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
6	BIBLIOGRAFIA.....	99
	ANEXOS.....	111

RESUMO

A água encontra-se em constante movimento e em constante alteração no meio ambiente devido ao sol e à força da gravidade, originando o ciclo hidrológico. Deste modo, o ciclo hidrológico permite que a água existente no planeta ande em constante mudança de estado. A transferência de água para a atmosfera ocorre sobre o estado de vapor como a evaporação de superfícies líquidas, húmidas e por transpiração vegetal. Os fenómenos de evaporação e transpiração simultâneos correspondem à evapotranspiração, que em termos simplificados, é um processo onde a água é transferida da terra para a atmosfera por processos de evaporação e transpiração das plantas, solo e trocas de energia. Dentro do fenómeno de evapotranspiração, encontra-se a evapotranspiração potencial (ET_p), que segundo PENMAN (1956) é o total de água para uma superfície extensa completamente coberta com vegetação herbácea baixa e bem suprida de água.

Os principais objetivos deste trabalho, correspondem à espacialização da evapotranspiração potencial na bacia hidrográfica do rio Vez, à simulação de cenários de alterações climáticas segundo o IPCC com a ET_p que permitam avaliar a relação e a influencia direta na bacia e por fim perceber em quantos grupos homogêneos esta se pode classificar relacionando os mesmos com o uso e ocupação do solo, tendo em atenção as práticas utilizadas no solo.

Este trabalho implicou a utilização do método de Hargreaves-Samani para o cálculo da ET_p da bacia hidrográfica do rio Vez e da utilização de informação das normais climatológicas do Atlas Climático Ibérico como informação de base para a aplicação do método. Para além disso utilizaram-se ferramentas SIG no apoio ao desenvolvimento de cenários relativos às influências das alterações climáticas segundo o IPCC com a ET_p, assim como para a criação da análise de componentes principais (ACP).

Os resultados obtidos permitiram verificar que a bacia hidrográfica do rio Vez apresenta valores de ET_p crescentes da zona de montanha para a zona de vale, assim como a influência da temperatura leva a considerar outros aspetos ao nível de ocupação do solo como a mitigação de espécies culturais e florestais e a alteração de biomas na totalidade da bacia.

Palavras – chave: *evapotranspiração, normais climatológicas, alterações climáticas, espacialização, ocupação do solo.*

ABSTRACT

The water is constantly moving and constantly changing in the environment due to the sun and the force of gravity, causing the water cycle. Thus, the hydrological cycle allows the water in the planet to change his state. The water transfer to the atmosphere occurs on the vapor state and evaporation of liquid surfaces, wet surfaces and by plant transpiration. The simultaneous occurring of evaporation and transpiration corresponding to the evapotranspiration phenomena, which in simplified terms, is a process in which water is transferred from the soil to the atmosphere by evaporation and transpiration processes of plants, soil and energy exchange. Inside the evapotranspiration phenomenon is the potential evapotranspiration (ET_o), which according PENMAN (1956) is the amount of water to a large area completely covered with low grass and well supplied with water.

The main objectives of this study correspond to spacial potential evapotranspiration in the drainage basin of the river Vez, the simulation of climate change scenarios according to the IPCC with ET_o to evaluate the relationship and the direct influence in the basin and finally realize how many groups homogeneous this can be classified listing the same with the soil use and soil occupation, taking into account the practices used in the soil.

This work involved the use of Hargreaves-Samani method for calculating potential evapotranspiration of the drainage basin of the river Vez and use of information from iberian climate atlas as background information for the application of the method. In addition we used GIS tools to support the development of scenarios on the influences of climate change according to the IPCC with ET_o, as well for the creation of the principal component analysis (PCA).

The results obtained showed that the drainage basin area of the river Vez has increasing ET_o values in the mountain area to the valley area respectively, as well as the influence of temperature leads to consider the other aspects of land use level, such as mitigation of cultural and forest species and the change in the entire basin biomes.

Key words: *evapotranspiration, climate normals, climate changes, spacial, land use.*

AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação de mestrado contou com importantes apoios e incentivos sem os quais não se teria tornado realidade e aos quais estarei eternamente grata.

Ao meu orientador, professor Joaquim Mamede Alonso e há minha co-orientadora, Maria Isabel Valín Sanjiao pelas suas orientações, total apoio, disponibilidade, pelos saberes transmitidos, críticas e opiniões, colaboração no solucionar de dúvidas e problemas que foram surgindo ao longo da realização deste trabalho e por todas as palavras de incentivo.

A todos os meus amigos e colegas, com um especial agradecimento à Inês Castro, Alda Duarte, Germana Gonçalves e Dennis Püttgens, entre outros ao qual não menciono o nome mas que sabem quem são, pelo apoio transmitido durante esta fase, pelo companheirismo e força em todos os momentos que por alguma dificuldade se tornaram difíceis. Agradeço também ao meu namorado, João Soares, pelo apoio incondicional e incentivo demonstrado ao longo desta difícil e contrabalançada caminhada.

Agradeço por último, tendo consciência de que sozinha nada disto teria sido possível, aos meus pais e irmã pelo apoio incondicional, incentivo, amizade e paciência demonstrada ao longo desta caminhada.

A todos o meu muito Obrigada!

ABREVIATURAS

ACP – Análise de componentes principais

AVHRR – Advanced very high resolution radiometer

Cal-SIMETAW - California Simulation of Evapotranspiration of Applied Water

CIMIS – Califórnia irrigation management information system

ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ESRI - Environmental Systems Research Institute

ET – Evapotranspiração

FAO - Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura

FCV – Frações de cobertura vegetal

GLDAS - Global Land Data Assimilation System

IAF – Índice de Área Foliar

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera

IV – Índice de Vegetação

Kc – Coeficiente de cultura

METRIC-Mapping Evapotranspiration at high Resolution using Internalized Calibration

MODIS - Moderate resolution imaging spectroradiometer

NC – Normais climatológicas

NDVI – Índice de vegetação por diferença normalizada

NLDAS - North American Land Data Assimilation System

OMM – Organização Meteorológica Mundial

SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land

SIG – Sistemas de Informação Geográfica

SVM – Modelo de vetor de suporte

SWAT - Soil and Water Assessment Tool

TIR – Radiómetro de infravermelho termal

TSEB - Two-Source Energy Balance

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 2.1 - Descrição dos fatores determinantes da evapotranspiração.....	26
Quadro 2.2 – Sistemas de medição da Evapotranspiração.....	45
Quadro 3.1 - Definição da classificação de solos da bacia hidrográfica do Vez.....	59
Quadro 3.2 - Informação de base reunida e produzida.....	65
Quadro 3.3 - Cenários de variação de temperatura para os anos 2025, 2050 e 2100.....	71
Quadro 4.1 – Proporção das componentes principais de ETo das NC e cenário 3.....	92

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 - Representação esquemática dos componentes do balanço hídrico (Facco, 2004)	5
Figura 2.2 - Esquema do modelo balanço hídrico/equações de regressão (Alencão e Pacheco, 2010).	6
Figura 2.3 - Secção transversal de uma bacia hidrográfica com as variáveis hidrológicas envolvidas no balanço hídrico (P – precipitação medida no aberto = P. total; T – transpiração; Ic – interceção pelas copas; Ip – interceção pelo piso; Eo – evaporação do solo e de superfícies líquidas; Et – evapotranspiração (total de perdas por evaporação); Q – deflúvio; Δs – variação do armazenamento da água do solo; L – vazamento freático; Pp – percolação profunda (vazamento por falhas na rocha); Rs – escoamento superficial (em canais ou para superfície); Rss – escoamento básico (água subterrânea); f – infiltração; Pc – precipitação direta nos canais; U – vazamento (água que flui por fora do leito). (Lima, 2008).	8
Figura 2.4 - Evolução de um sistema frontal e da precipitação associada. (Hipólito e Vaz, 2010)	9
Figura 2.5 - Precipitação convectiva. (Hipólito e Vaz, 2010)	10
Figura 2.6 - Precipitação orográfica. (Hipólito e Vaz, 2010)	10
Figura 2.7 - Instrumentos de medição de chuva. a) Pluviógrafo b) Pluviómetro (Runtor, 2014; Oceanet, 2014)	11
Figura 2.8 - Precipitação ponderada pelo método de isoietas (Segerer e Villodas, 2006).	13
Figura 2.9 - Precipitação ponderada pelo método de Thiessen (Carvalho e Silva, 2006).	14
Figura 2.10 – Infiltração superficial no ciclo hidrológico (Oliveira, 2004)	16
Figura 2.11 - Esquema de um infiltrómetro de aspersão (Parchen, 2007).	19
Figura 2.12 - Evaporação e evapotranspiração. Fatores e tipos (Hipólito e Vaz, 2011).	24
Figura 2.13 - Fatores determinantes da evapotranspiração. (Allen et al., 1998)	25
Figura 2.14 - Fatores determinantes da ETp. (Allen et al., 1998)	30
Figura 2.15 - Fatores determinantes da ETr. (Allen et al., 1998)	30
Figura 2.16 - Fatores determinantes da ETc. (Allen et al., 1998)	31
Figura 2.17 - Variação de Kc ao longo dos estádios de desenvolvimento da cultura. (Adaptado de Allen et al., 1998 citado por Oliveira, 2006)	31
Figura 2.18 - Estação de crescimento em relação ao tipo de cultura. (Allen et al., 1998)	32
Figura 2.19 - Conjunto de resistências que controlam o transporte de vapor para a atmosfera. (Allen et al., 1998 citado por Sentelhas e Angelocci, 2009)	42
Figura 2.20 - Fluxograma geral de execução do modelo SWAT. (Caetano e Pacheco, 2008)	47
Figura 2.21 - Representação esquemática do balanço de energia e cálculos de ET com o modelo SEBAL (Water Watch, 2014).	49
Figura 2.22 - Evolução do uso e ocupação do solo em Portugal (década de 80 até 2010) (Reis, et al., 2013).	53
Figura 3.1 - Enquadramento geográfico da área de estudo.	55
Figura 3.2 - Sítios protegidos da área de estudo.	56
Figura 3.3 - Precipitação média anual (mm) na bacia hidrográfica do rio Vez.	57
Figura 3.4 - Humidade relativa média anual (%) a) e período de geada média anual (meses) b) da bacia hidrográfica do rio Vez.	58
Figura 3.5 - Insolação média anual (horas) da bacia hidrográfica do rio Vez.	58
Figura 3.6 - Classificação dos solos da Bacia Hidrográfica do Vez.	58

Figura 3.7 - Aptidão agrícola da bacia hidrográfica do Vez a); aptidão florestal da bacia hidrográfica do Vez b).....	61
Figura 3.8 - Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do Vez no ano de 1990.....	62
Figura 3.9 - Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio Vez dos anos 2000 e 2012.....	63
Figura 3.10 - Evolução da ocupação do solo na bacia hidrográfica do Vez ([A] – Pomar; [C] – Culturas anuais; [E] – Eucalipto; [F] – Folhosas; [H] – Água; [I] – Incultos; [J] – Áreas descobertas sem ou com pouca vegetação; [JJ] – Rocha nua; [O] – Oliveira; [P] - Pinheiro; [Q] – Carvalho; [R] – Outras Resinosas; [S] – Infraestruturas e equipamentos; [U] – Urbano; [V] – Vinha).....	64
Figura 3.11 - Diagrama de fluxo da metodologia aplicada para o método Hargreaves na bacia hidrográfica do rio Vez.....	68
Figura 3.12 - Modelo de Geoprocessamento para o cálculo da ETo pelo método Hargreaves - Samani (HS).....	69
Figura 2.13 - Mudança de temperatura global média para um cenário de baixas emissões e para um cenário de elevadas emissões (IPCC, 2014).....	70
Figura 3.14 - Diagrama de fluxo da metodologia aplicada no desenvolvimento de cenários segundo o IPCC, na bacia hidrográfica do rio Vez.....	72
Figura 3.15 - Diagrama de fluxo da metodologia aplicada para o método Hargreaves e aplicação de cenários segundo o IPCC, na bacia hidrográfica do rio Vez.....	74
Figura 4.1 – Variação mensal das diferentes temperaturas (mínima, máxima e média) na bacia hidrográfica do rio Vez.....	76
Figura 4.2 – Variação de temperatura mínima em janeiro (a) e agosto (b) respetivamente na bacia hidrográfica do Vez.....	77
Figura 4.3 – Variação da temperatura máxima no mês de janeiro (a) e agosto (b) respetivamente na bacia hidrográfica do Vez.....	77
Figura 4.4 – Variação mensal anual da radiação na bacia hidrográfica do rio Vez.....	78
Figura 4.5 - Evolução mensal da ETo utilizando o método Hargreaves -Samani.....	79
Figura 4.6 - Evolução diária da ETo utilizando o método Hargreaves – Samani.....	79
Figura 4.7 - Evolução espaço – temporal da ETo mensal utilizando o método Hargreaves – Samani (janeiro a junho).....	81
Figura 4.8 – Evolução espaço – temporal da ETo mensal utilizando o método Hargreaves – Samani (julho a dezembro).....	82
Figura 4.9 – Evapotranspiração potencial média anual pelo método Hargreaves - Samani.....	84
Figura 4.10 - Evolução da ETo com o aumento de temperatura no valor mínimo segundo as alterações climáticas do IPCC.....	85
Figura 4.11 – Evolução das alterações de evapotranspiração potencial aumentando o valor mínimo de temperatura estimada pelo IPCC (ETo_C1).....	86
Figura 4.12 - Evolução da ETo com o aumento máximo de temperatura global segundo as alterações climáticas do IPCC.....	87
Figura 4.13 – Evolução das alterações de evapotranspiração potencial aumentando o valor máximo de temperatura estimada pelo IPCC (ETo_C2).....	88
Figura 4.14 - Evolução comparativa da ETo_C3 na variação anual da temperatura segundo as alterações climáticas do IPCC.....	89
Figura 4.15 - Aumento da ETo_C3 (%) na variação anual da temperatura segundo as alterações climáticas do IPCC.....	89

Figura 4.16 – Evolução das alterações de Evapotranspiração potencial aumentando no Outono e Inverno o valor mínimo de temperatura e na Primavera e Verão o valor máximo de temperatura estimado pelo IPCC (ETo_C3).....	91
Figura 4.17 – Análise comparativa dos diferentes grupos homogéneos na variação da evapotranspiração potencial das normais climatológicas (ETo_NC) e do Cenário 3 para os anos de 2025, 2050 e 2100.....	93

1. INTRODUÇÃO

A água encontra-se em constante movimento e alteração no meio ambiente, devido à energia do Sol e à força de gravidade, originando um ciclo natural (ciclo hidrológico) baseado na evaporação da água e na sua precipitação. Devido ao ciclo hidrológico, a água é transferida entre vários reservatórios naturais e a sua quantidade total não se altera. Este ciclo é importante para manter, distribuir, purificar e renovar a quantidade de água doce disponível para os seres vivos.

Todos os anos, evaporam dos oceanos aproximadamente 503 mil km³ de água (87% do total evaporado), o que corresponde a uma camada de 1,4 m de espessura. Os restantes 13% (cerca de 74 mil km³) evaporam a partir de mares, lagos, rios, solo e plantas (PNUMA, 2004). As plantas absorvem a água do solo e libertam-na através da evapotranspiração, removendo cerca de 1 m de água por ano em todo o planeta. Esta quantidade de água líquida, que se transforma em gás ao evaporar, acumula-se na atmosfera e condensa devido à diminuição da temperatura, voltando ao estado líquido na forma de nuvens que são transportadas pelo vento, precipitando na forma de chuva ou granizo. Cerca de 80% do total da precipitação cai sobre os oceanos, enquanto que os restantes 20% caem sobre a terra para voltar a evaporar. Parte da água que cai na terra, infiltra-se no solo até encontrar uma camada de rocha impermeável, originando as águas subterrâneas enquanto que a outra parte fica acumulada em lagos e mares que corresponde a escoamento superficiais em rios e ribeiros. Esta quantidade de água constitui a parte mais importante do ciclo hidrológico (Shiklomanov, 1999, McKinney e Schoch, 2003 e PNUMA, 2004)

A transferência de água para a atmosfera no estado de vapor quer pela evaporação de superfícies líquidas, quer pela evaporação de superfícies húmidas ou mesmo pela transpiração vegetal, constitui um importante ciclo hidrológico na natureza (Fernandes e Foster, s/d). O termo evaporação refere-se ao fenómeno pelo qual a água passa da fase líquida para a fase gasosa, podendo ocorrer tanto em massas contínuas (mar, lagos e rios) como em superfícies húmidas (solo e plantas) (Tucci, 1993, Pereira et al., 1997 citados por Feltrin, 2009). A transpiração corresponde à evaporação da água utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas através dos seus estomas (Reichardt e Timm, 2004). A conjugação destes dois termos (evaporação e transpiração) corresponde à evapotranspiração, sendo esta definida como um processo combinado de transferência de água do solo para a atmosfera, incluindo a evapotranspiração

direta da água do solo e o processo de transpiração através dos tecidos vegetais (Turco et al., 2005 citado por Silva et al., 2011).

A evapotranspiração potencial, corresponde à perda de água para a atmosfera de uma superfície saturada exposta a fatores meteorológicos condicionantes, como é o caso da temperatura do ar e da água, da radiação solar, da velocidade do vento e da pressão do vapor saturado. É uma medida do grau em que o tempo ou clima de uma região é favorável ao processo de evaporação. A evapotranspiração potencial, segundo PENMAN (1956), corresponde ao total de água para uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água. Deste modo, a evapotranspiração potencial, passou a ser considerada, como a chuva, um elemento meteorológico padrão, fundamental, representando a chuva necessária para atender às carências hídrica da vegetação (Fernandes e Foster, s/d).

Os métodos para obter a evapotranspiração estão divididos em diretos e indiretos. Os métodos diretos fazem uso de equipamentos como é o caso dos lisímetros. Contudo, essa medida é difícil e onerosa, justificando a sua utilização apenas em condições experimentais. Relativamente aos métodos indiretos, estes estimam a evapotranspiração em função da evapotranspiração potencial e de referência (ETo) e do coeficiente de cultura (Kc). A escolha de um método de estimativa da ETo depende de uma série de fatores, tais como, a disponibilidade de dados meteorológicos e a escala de tempo desejada. Estes modelos podem ser simples, sendo baseados somente na temperatura de Thornthwaite, até aos mais complexos, que envolvem o balanço de energia, como é o caso do modelo de Penman-Monteith (Lorenzi, 2010). O método de Penman-Monteith (PM) foi criado pela FAO (Organização das Nações Unidas para a Alimentação e Agricultura), em 1998, onde estabeleceu o método de PM como um modelo padrão para a estimativa de evapotranspiração, principalmente se for à escala diária, no entanto este método apresenta dificuldades na utilização devido à quantidade de dados meteorológicos exigidos (Allen et al., 1998).

O presente estudo, encontra-se inserido no âmbito do projeto IND_CHANGE (*Ferramentas de modelação baseadas em indicadores para prever alterações na paisagem e promover a aplicação da investigação sócio-ecológica na gestão adaptativa do território*) e centra-se numa das áreas de estudo do mesmo, sendo ela a bacia hidrográfica do rio Vez, inserida na região hidrográfica do Minho e Lima.

Os objetivos pretendidos na elaboração deste estudo são:

- i. Reunião e organização de dados e temas geográficos associados às variáveis naturais e humanas que expliquem os balanços de evapotranspiração potencial;
- ii. Implementação do modelo espaço-temporal nas diversas condições meteorológicas mensais e comparação anual;
- iii. Simulações de cenários de evapotranspiração potencial com base nas alterações climáticas para avaliar os atuais e potenciais padrões da mesma;
- iv. Criação de zonagens de evapotranspiração para perceber em que medida existe relação atual e potencial com o uso e ocupação do solo, tendo em atenção às práticas do mesmo.

2. ENQUADRAMENTO TEÓRICO: CONCEITOS E MÉTODOS

2.1 Balanço hídrico de bacias hidrográficas

2.1.1 Descrição do Balanço hídrico

O ciclo hidrológico descreve os diversos caminhos através dos quais a água circula e se transforma, constituindo um sistema de enorme complexidade (Hipólito e Vaz, 2011).

Tal processo não tem início ou fim, sendo o ponto de início para a descrição do ciclo hidrológico arbitrário podendo correr no sentido superfície-atmosfera, sob a forma de vapor, sendo este considerado o principal elemento responsável pela contínua circulação de água no planeta ou no sentido atmosfera-superfície, com o regresso da água à superfície na fase líquida e/ou sólida, por meio da precipitação (Tucci, 1993; Feltrin, 2009; Hipólito e Vaz, 2011). De uma forma mais simples o balanço hídrico pode também ser definido como a contabilização das quantidades de água que são transferidas da atmosfera para a superfície e vice-versa. Esta transferência de água é condicionada fundamentalmente pelo estado físico da atmosfera, pelas características do solo e da cobertura vegetal, podendo-se verificar défices ou excessos de água no local considerado, com variações intra e interanuais (Neto, 2001).

A água que precipita nos continentes toma diversos destinos, sendo uma porção devolvida diretamente à atmosfera por evapotranspiração, outra parcela escoar sobre a superfície do terreno (escoamento superficial), concentrando-se em canais que formarão os cursos de água e a parte restante sofre infiltração (Moraes, 2007). A parcela de água que penetra no solo pode aumentar o armazenamento ou ser drenada para baixo das raízes em períodos mais secos (Pereira, et al., 1997; Feltrin, 2009) (figura 2.1)

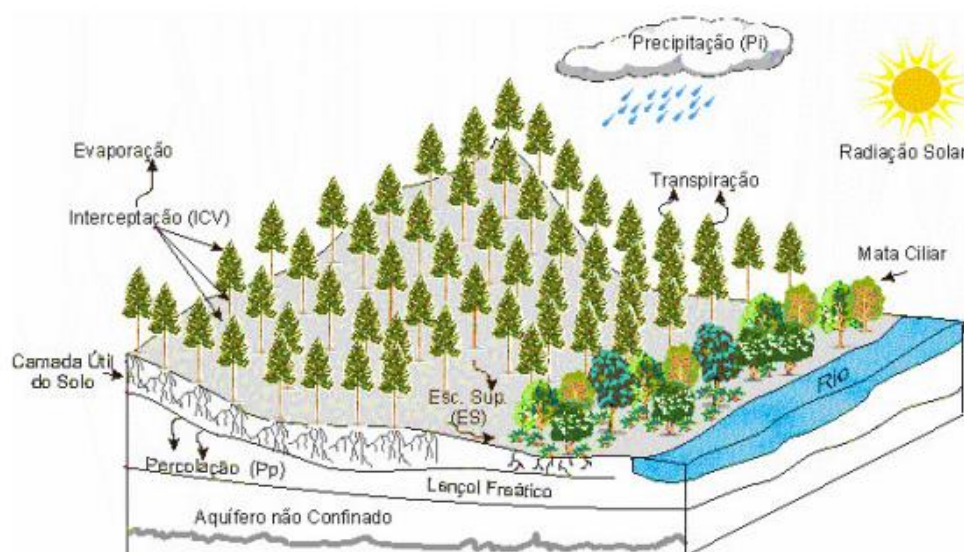


Figura 2.1 - Representação esquemática dos componentes do balanço hídrico (Facco, 2004).

A cálculo do balanço hídrico pode ser realizada em diversos períodos de tempo, variando desde horas até anos, sendo as escalas de tempo mais utilizadas a diária, a mensal e a anual. Para fins agrícolas, a escolha do período de estudo é determinada de acordo com a sensibilidade da cultura ao stresse hídrico e pela disponibilidade de dados climáticos em escala igual ou mais detalhada que a do balanço hídrico. Assim, quanto menor for o período de estudo, maior será a interferência das variações do tempo meteorológico (Pereira et al., 1997; Feltrin, 2009).

O maior obstáculo na resolução de problemas práticos com a utilização do balanço hídrico reside principalmente na dificuldade de medir ou estimar adequadamente as variáveis intervenientes. Por exemplo, a precipitação é medida pontualmente, fazendo-se depois a extrapolação para toda a área envolvida. Os caudais em rios podem ser medidos com razoável precisão exceto durante as cheias. As maiores dificuldades surgem, no entanto, associadas à medição ou estimação dos valores de infiltração, recarga, escoamento subterrâneo, evaporação, transpiração e volumes armazenados no solo e em aquíferos (Hipólito e Vaz, 2011).

Alencão e Pacheco (2006), desenvolveram um método onde um conjunto reduzido de dados permitiu a estimativa, numa base mensal, de componentes do balanço hídrico pela combinação de equações simples de balanço com retas de regressão precipitação vs escoamento fluvial. Este é aplicável a regiões de clima temperado com duas estações distintas, uma fria e húmida em que existe superavit ($P > ETP$). Na figura 2.2 apresenta-se de

forma esquemática o modelo conceptual do método, onde a precipitação (P) caída na bacia hidrográfica segue diferentes trajetos, nomeadamente evaporação direta (E_p), escoamento superficial (Q_s) e infiltração (I). Parte desta última parcela retorna à atmosfera por evaporação a partir do solo (ET_m) e outra parte emerge como escoamento subterrâneo (Q_g). O escoamento fluvial (Q_r) é o somatório do escoamento superficial e do escoamento subterrâneo, deduzida na parcela correspondente à evaporação a partir do rio (E_r) e à variação do armazenamento (Δs e Δg). A partir do modelo descrito é possível escrever as seguintes equações (Alencão e Pacheco, 2010):

$$Q_r = Q_s + Q_g - E_r - \Delta s \quad [\text{Equação 2.1}]$$

$$Q_s = P - E_p - I \quad [\text{Equação 2.2}]$$

$$\Delta g = I - ET_m - Q_g \quad [\text{Equação 2.3}]$$

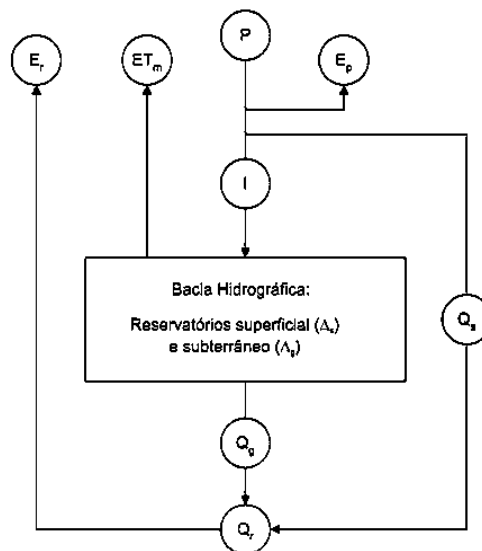


Figura 2.2 - Esquema do modelo balanço hídrico/equações de regressão (Alencão e Pacheco, 2010).

A relação precipitação vs escoamento é complexa para períodos de tempo reduzidos mas simplifica-se para períodos de tempo mais alargados, existindo uma correlação linear significativa à escala anual (Shaw, 1994 citado por Alencão e Pacheco, 2010)

2.1.2 Descrição do Balanço hídrico de bacias hidrográficas

O balanço hídrico de uma bacia hidrográfica é a quantificação do fluxo de água global, num dado período, onde se contabilizam as entradas (precipitação) e saídas (evaporação, consumo, irrigação) de água da bacia, para fins de planejamento regional e/ou implantação de uma política de gerenciamento dos recursos hídricos (Fill et al., 2005; Bianchi, 2012).

O balanço hídrico de uma bacia hidrográfica constitui um valioso instrumento, tanto do ponto de vista teórico quanto do ponto de vista prático, que possibilita uma correta avaliação da disponibilidade dos recursos hídricos de uma região, bem como uma variabilidade espacial e temporal (Feltrin, 2009)

De acordo com Tucci (2002) a bacia hidrográfica é considerada um sistema físico onde a entrada de água é representada pela precipitação e a saída representada pelo escoamento superficial pelo seu exutório, sendo a evapotranspiração e a infiltração as perdas intermediárias. Assim, os processos hidrológicos em bacias hidrográficas possuem duas direções predominantes de fluxo: vertical e longitudinal. O fluxo vertical é representado pelos processos de precipitação, evapotranspiração, humidade e fluxo no solo, enquanto o fluxo longitudinal é constituído pelo escoamento na direção dos gradientes da superfície (escoamento superficial e rios) e do subsolo (escoamento subterrâneo).

A equação hidrológica do balanço hídrico representa a quantificação da água presente nas fases do ciclo hidrológico terrestre (bacia hidrográfica), para um intervalo de tempo escolhido (Bianchi, 2012).

A modelação dos vários processos envolvidos no balanço hídrico de uma bacia pode ser observada através do esquema da secção transversal de um canal principal, de uma bacia hidrográfica na figura 2.3 (Lima, 2008)

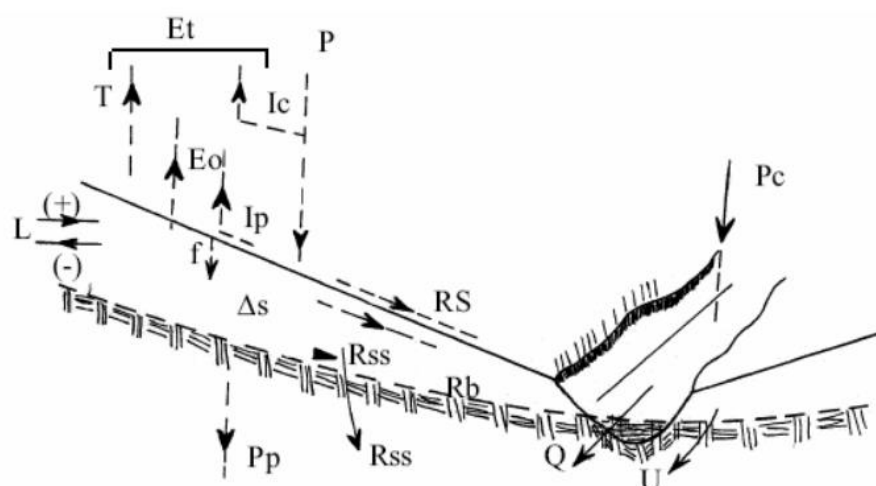


Figura 2.3 - Secção transversal de uma bacia hidrográfica com as variáveis hidrológicas envolvidas no balanço hídrico (P – precipitação medida no aberto = P. total; T – transpiração; Ic – interceção pelas copas; Ip – interceção pelo piso; Eo – evaporação do solo e de superfícies líquidas; Et – evapotranspiração (total de perdas por evaporação); Q – deflúvio; Δs – variação do armazenamento da água do solo; L – vazamento freático; Pp – percolação profunda (vazamento por falhas na rocha); Rs – escoamento superficial (em canais ou para superfície); Rss – escoamento básico (água subterrânea); f – infiltração; Pc – precipitação direta nos canais; U – vazamento (água que flui por fora do leito) (Lima, 2008).

De forma simplificada, para um dado período de tempo a equação do balanço hídrico é (Lima, 2008; Bianchi, 2012):

$$P = (T + Ic + Ip + Eo) + Q + \Delta s \pm L + U \quad [\text{Equação 2.4}]$$

Considerando uma bacia hidrográfica ideal, ou seja, onde todos os fluxos positivos e negativos possam estar sob controlo experimental, e onde não ocorram vazamentos (L ou U), e nem perdas por percolação profunda (PP), para um dado período a equação completa 2.4 pode ser simplificada de acordo com o seguinte modelo (Lima, 2008; Bianchi, 2012):

$$P - ET - Q \pm \Delta S = 0 \quad [\text{Equação 2.5}]$$

2.1.3 Variáveis do balanço hídrico

2.1.3.1 Precipitação

A precipitação é um dos elementos meteorológicos que mais contribui diretamente para o bom desenvolvimento de qualquer cultura não irrigada. Esta é importante no transporte de nutrientes minerais do solo e no processo de termorregulação. A água disponível para a

planta garante que os estomas permaneçam abertos por mais tempo favorecendo a absorção do carbono, matéria-prima para a biossíntese (Facco, 2004).

A precipitação é a principal entrada do sistema constituinte de uma bacia hidrográfica, sendo a partir dela obtidas as outras variáveis do sistema, a exemplo disso, o escoamento superficial e a infiltração. Assim, a precipitação é definida como toda a água proveniente da atmosfera que atinge a superfície terrestre, sendo a sua disponibilidade anual numa região o fator determinante para quantificar a necessidade de irrigação e abastecimento de água (Tucci, 1993; Feltrin, 2009).

Existem três tipos de precipitação de acordo com os movimentos verticais do ar, sendo elas: as precipitações ciclônicas ou frontais, precipitações de convecção e as precipitações orográficas. As precipitações ciclônicas ou frontais (Figura 2.4) estão ligadas aos movimentos de massas de ar de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão, provocadas pelo aquecimento desigual da superfície terrestre, sendo de longa duração e de intensidades baixas a moderadas, espalhando-se por grandes áreas, sendo também importantes na gestão das bacias hidrográficas, pois só após a ocorrência destas é que as bacias enchem (Carvalho e Silva, 2006; Costa e Lança, 2011; Lencastre e Franco, 2010)

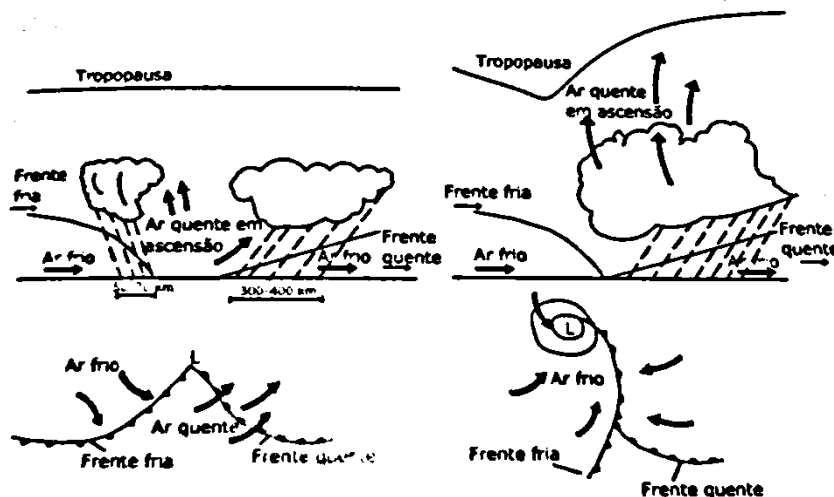


Figura 2.4 - Evolução de um sistema frontal e da precipitação associada (Hipólito e Vaz, 2010).

A precipitação de convecção é típica de regiões tropicais, podendo ocorrer também nos períodos quentes, nas regiões temperadas (Figura 2.5). A precipitação é de grande intensidade e curta duração e resulta do aquecimento desigual da superfície terrestre, levando à ascensão rápida de camadas de ar super aquecido e originando uma brusca

condensação e uma abundante precipitação, sendo geralmente acompanhadas por trovoadas (Carvalho e Silva, 2006; Costa e Lança, 2011; Lencastre e Franco, 2010).

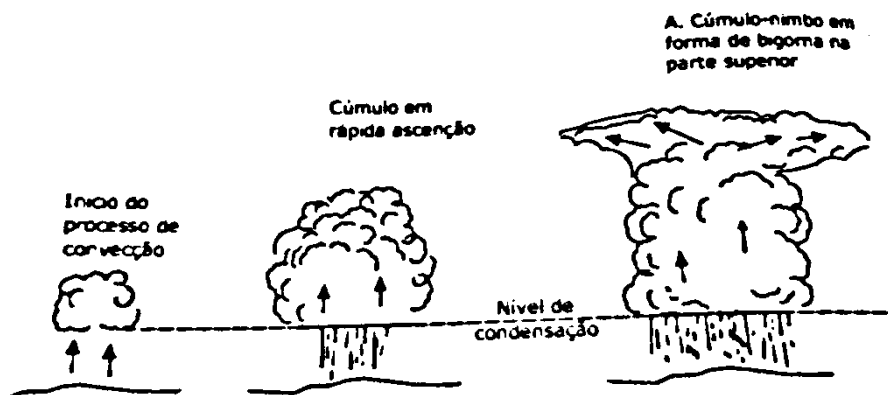


Figura 2.5 - Precipitação convectiva (Hipólito e Vaz, 2010).

A precipitação orográfica ocorre quando os ventos marítimos, carregados de humidade, atingem uma cadeia montanhosa e se elevam (Figura 2.6). Consequentemente quando estes arrefecem originam nuvens permitindo o início das precipitações. O arrefecimento pode também dar-se em contacto com o solo, uma vez que no Inverno, está mais frio que o mar. Estas precipitações tomam a forma de chuva ou neve sobre as vertentes viradas ao vento (barlavento). Nas vertentes de sotavento (lado contrário ao vento), o ar descendente aquece por compressão e a sua humidade relativa reduz-se, criando zonas de fracas precipitações, e podendo mesmo originar zonas semi-áridas (Carvalho e Silva, 2006; Lencastre e Franco, 2010, Hipólito e Vaz, 2010).

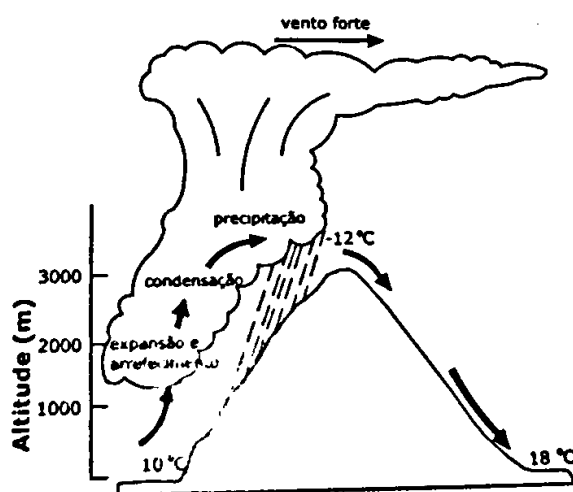


Figura 2.6 - Precipitação orográfica (Hipólito e Vaz, 2010).

A quantidade de chuva (P) é medida pela altura da água caída e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Esta é medida em pontos previamente escolhidos, utilizando instrumentos denominados pluviômetros ou udômetros e os pluviógrafos (Figura 2.7), sejam simples recipientes de água caída ou registem essa altura no decorrer do tempo. As leituras são feitas em intervalos de 24 horas, sendo feitas as 7 ou 9 horas da manhã. As grandezas utilizadas são (Tucci, 1993; Carvalho e Silva, 2006; Feltrin, 2009; Costa e Lança, 2011):

- i. **Altura pluviométrica:** medidas feitas em pluviômetros e expressa em mm ou $L.m^{-2}$;
- ii. **Intensidade de precipitação:** relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação expressa em $mm.h^{-1}$ ou $mm.min^{-1}$;
- iii. **Duração:** período de tempo contado desde o início até ao fim da precipitação (horas ou minutos).



Figura 2.7 - Instrumentos de medição de chuva. **a)** Pluviógrafo **b)** Pluviômetro (Runtor, 2014; Oceanet, 2014).

Por defeitos nos aparelhos de medição, ausência ou incúria do operador, muitas observações apresentam falhas nos seus registos, sendo deste modo necessário trabalhar com séries contínuas e preencher essas mesmas falhas. Segundo Cecílio e Reis (2006) citado por Parchen (2007), os principais erros ocorridos em medições de precipitação são:

- i. obstruções físicas tais como árvores, edifícios, muros, etc;
- ii. perda, por evaporação, de parte da precipitação captada nos pluviômetros;
- iii. perda de parte da precipitação por aderência (tensão superficial) às paredes dos recipientes e provetas medidoras;
- iv. erros de leitura na medição do volume da água coletada;
- v. respingos da chuva na medição do volume da água coletada.

Por esta razão utilizam-se registos pluviométricos de três estações localizadas o mais próximo da estação que apresenta falhas nos dados e se designa por F à estação que apresenta falhas e por A, B, C, às estações vizinhas, resultando a equação 2.6 (Pruski et al., 2004; Costa e Lança, 2011):

$$P_F = \frac{1}{3} \times \left(\frac{N_F \times P_A}{N_A} + \frac{N_F \times P_B}{N_B} + \frac{N_F \times P_C}{N_C} \right) \quad [\text{Equação 2.6}]$$

Onde:

N – precipitação normal anual referente a cada estação;

PF – precipitação em falha

Quando se pretende conhecer um valor médio de precipitação numa determinada bacia dentro da qual, e nas vizinhanças, existem postos pluviométricos, há quatro processos para obtenção do valor médio, sendo eles: médias aritméticas simples, média ponderada com base nas variações de características físicas da bacia, método das isoietas e o método de Thiessen (Costa e Lança, 2011).

A média aritmética simples é um método não muito utilizado. Este admite que para toda a área considerada a média aritmética das alturas pluviométricas medidas nas diferentes estações nela compreendidas ou nas vizinhanças e a variação das precipitações entre as estações tem de ser pequena (Equação 2.7). A média ponderada com base nas variações de características físicas da bacia é empregado nas áreas restritas muito acidentadas através do uso de curvas de nível para determinar zonas parciais (Seegerer e Villodas, 2006; Costa e Lança, 2011).

$$\frac{P_{max}-P_{min}}{P} \leq 0,5 \text{ ou } 0,2 \quad [\text{Equação 2.7}]$$

O método das isoietas é o método mais racional uma vez que leva em conta o relevo indicado pelas isoietas. O cálculo é feito a partir da determinação da superfície compreendida entre duas curvas sucessivas e admitindo para cada área parcial obtida a altura pluviométrica medida das suas isoietas que a delimitam (Costa e Lança, 2011) (Figura 2.8).

$$\frac{P_i + P_{i+1}}{2} \quad [\text{Equação 2.8}]$$

(média entre duas isoietas)

$$P = \frac{\sum \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \cdot A_i}{\sum A_i} \quad [\text{Equação 2.9}]$$

Onde:

A_i – respetiva área entre duas isoietas

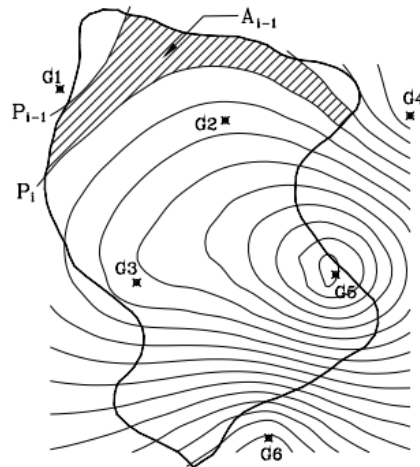


Figura 2.8 - Precipitação ponderada pelo método de isoietas (Segerer e Villodas, 2006).

O método de Thiessen considera que as precipitações da área, determinada por um traçado gráfico, sejam representadas, pela estação nela compreendida. O traçado é feito através das ligações de estações adjacentes por retas (formando triângulos) e pelo meio dos segmentos, assim obtidos, traçam-se normais aos mesmos. As mediatrizes traçadas vão formar um polígono em torno de cada estação, onde se admite que a altura pluviométrica é constante em toda a área do polígono assim definido (Figura 2.9). A aplicação deste método impõe às observações de cada, um peso constante obtido pela percentagem da área total, representada por essa estação (Pruski et al 2004; Costa e Lança, 2011; Camurça, 2011):

$$P = \frac{\sum P_i \cdot A_i}{\sum A_i} \quad [\text{Equação 2.10}]$$

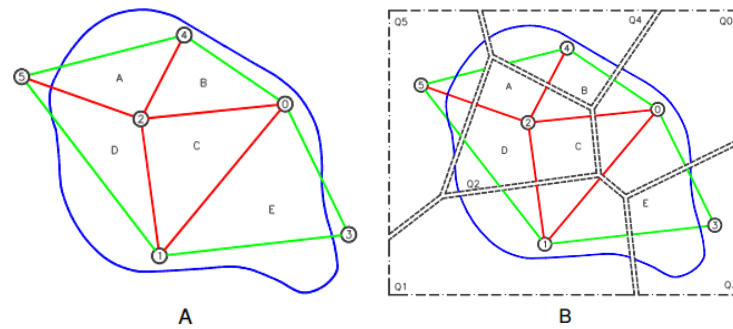


Figura 2.9 - Precipitação ponderada pelo método de Thiessen (Carvalho e Silva, 2006).

Vários autores utilizaram o método de Thiessen para aplicações em recursos hídricos e previsão climática, entre eles Firmino et al (2009), Martins (1992); Silva e Castro (2006).

O módulo pluviométrico é a média aritmética anual dos valores das precipitações mensais, contudo é recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) que o cálculo do mesmo tenha um número de observações superior a 30 anos. Para as precipitações mensais vale o mesmo raciocínio que nas médias aritméticas anuais. A precipitação média mensal fictícia P_f é a relação 1/12 do módulo pluviométrico anual e o coeficiente pluviométrico referido a um dado mês C_p é a relação entre precipitação média mensal referida a esse mês e a precipitação média mensal fictícia (Costa e Lança, 2010; Lencastre e Franco, 2010):

$$C_p = \frac{P}{P_f} \quad [\text{Equação 2.11}]$$

Onde:

C_p maior que 1, significa que se trata de um mês húmido, inversamente, quando é menor que 1, é um mês seco.

As precipitações intensas de curta duração são consideradas chuvadas com duração na ordem de alguns dias, até duração na ordem dos 10 minutos e ocorrem durante temporais, ou durante trovoadas, cuja duração se mede em horas. Estas são importantes no dimensionamento de esgotos urbanos, cheias de rios, entre outros. Os parâmetros característicos da chuvada intensa são: duração, intensidade e frequência. A duração é o tempo considerado para a chuvada: horas ou dias para cheias de rios e horas ou minutos para esgotos pluviais urbanos. A intensidade é o quociente entre a altura de precipitação caída, Δh , e o seu tempo de duração Δt ($i = \frac{\Delta h}{\Delta t}$ ou no limite, $i = \frac{dh}{dt}$). A frequência é o número

de vezes em que a chuva ocorre durante um ano ou uma vez em anos (Costa e Lança, 2010; Lencastre e Franco, 2010).

Denomina-se curva de possibilidade udométrica, a curva que relaciona a altura máxima de chuva com a sua duração, para dada frequência. Várias equações já foram propostas, contudo a mais habitual é (Portela, 2010; Costa e Lança, 2010; Lencastre e Franco, 2010):

$$h = a \cdot t^n \quad [\text{Equação 2.12}]$$

h – intensidade média máxima da precipitação mm/h para a duração t em minutos.

a e n – constantes características de cada local.

2.1.3.2 Infiltração de água no solo

O processo de infiltração de água no solo corresponde à penetração, através da superfície da água proveniente da precipitação. Esta move-se para o interior do solo sob a ação da gravidade, até atingir uma camada suporte, que a retém, formando assim a água armazenada no solo (Pinto, et al., 1976).

A capacidade de infiltração corresponde à quantidade máxima de água que um solo em determinadas condições pode absorver, na unidade de tempo por unidade de área horizontal, constituído um processo do ciclo hidrológico, cuja relação com os restantes elementos do processo podem ser observados pela figura 2.10 (Libardi, 1995; Feltrin, 2009; Oliveira, 2004).

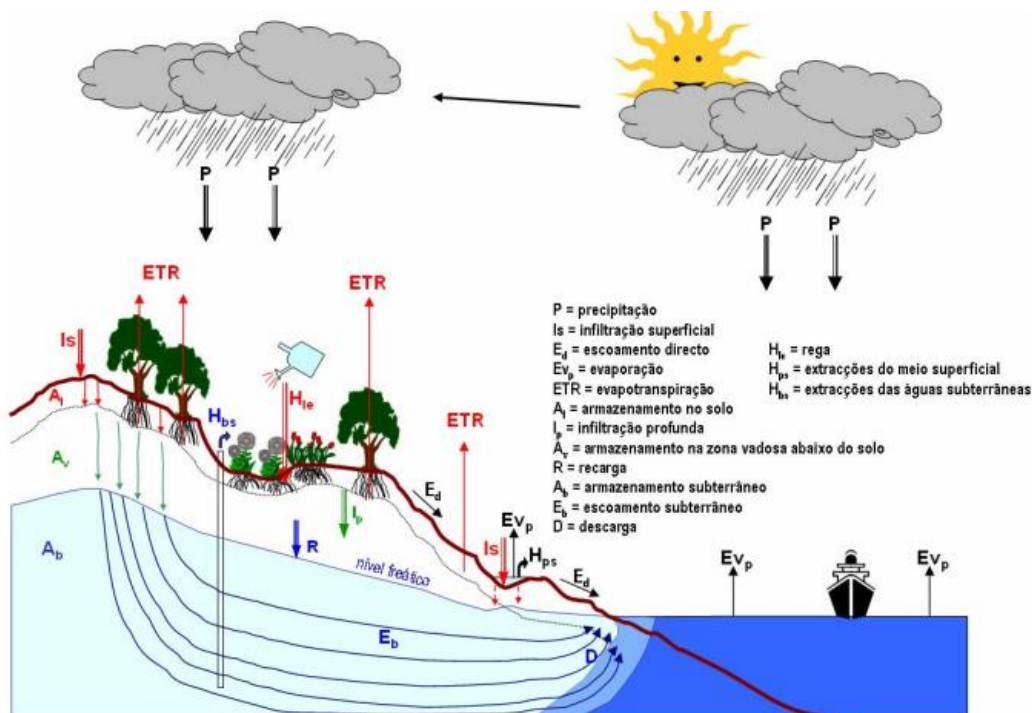


Figura 2.10 – Infiltração superficial no ciclo hidrológico (Oliveira, 2004).

A capacidade de infiltração depende de condições variáveis como as características físicas e hídricas do solo e da sua cobertura vegetal. O conhecimento destes fatores são de importância fundamental para o correto manuseamento dos recursos naturais de uma dada região (Galvncio, 2005). O tipo de cobertura vegetal possui grande importância no processo de infiltração, pois a vegetação de porte incorpora grande quantidade de matéria orgânica ao solo, o que favorece a formação de micro e macroporosidades que aumentam a infiltração (Bacellar, 2005). Além disso, solos com cobertura florestal caracterizam-se por apresentarem uma espessa camada de resíduos vegetais (serapilheira) e por um horizonte A¹ rico em matéria orgânica. A matéria orgânica é comprovadamente eficiente para manter os agregados do solo, preservando a sua porosidade (Bertoni e Neto, 1993). Quando as condições do solo após o desmatamento ficam deterioradas, o solo pode sofrer compactação

¹ O Horizonte A é formado pela incorporação de matéria orgânica aos constituintes minerais do solo com os quais fica intimamente misturada. Este horizonte tem grande importância agrícola (local onde concentra a maior parte das raízes das plantas) e ambiental (horizonte superficial que primeiro recebe os poluentes depositados sobre o solo). Geralmente, tem coloração escura, graças à presença de matéria orgânica, a qual se encontra bastante mineralizada, ou seja, decomposta e transformada em húmus. A decomposição de raízes é a principal fonte de matéria orgânica para a formação deste horizonte. A sua espessura é variada e depende do clima e da vegetação. Por conter maior quantidade de material orgânico, é mais poroso, mais leve, menos duro e menos plástico e pegajoso (atributos que favorecem, por exemplo, o preparo do solo), assim como apresenta maior atividade biológica que os demais horizontes minerais de um perfil de solo.

ocasionada pela energia da chuva, originando uma redução da capacidade de infiltração e aumento do escoamento superficial com consequente diminuição do potencial de alimentação do aquífero (Feltrin, 2009).

A velocidade de infiltração da água no solo é definida como a lamina de água que atravessa a superfície do solo, por unidade de tempo (mm.h^{-1} ; cm.h^{-1}). Em semelhança com a capacidade de infiltração, a velocidade é maior no início do processo de infiltração, principalmente quando o solo está inicialmente seco, mas tende a decrescer com o tempo, aproximando-se a um valor constante, denominado de velocidade de infiltração básica da água no solo. A textura² e a estrutura do solo são características que influenciam diretamente a movimentação da água no solo, uma vez que determinam a quantidade de macroporos presentes no seu perfil, sendo estes também importantes na determinação da condutividade hidráulica do solo. Para além disso, a humidade inicial do solo é outro aspeto físico do solo importante, pois para um mesmo solo, a capacidade de infiltração será tanto maior quanto mais seco o solo estiver inicialmente. Quanto maior for a diferença de carga hidráulica entre estes pontos, maior deverá ser a velocidade de infiltração. A velocidade de infiltração aumenta com a temperatura da água, devido à diminuição da viscosidade da água (Facco, 2004; Parchen, 2007; Lencastre e Franco 2010).

A determinação de dados de infiltração contribui para além do estudo do balanço hídrico e da hidrologia de modo geral, também para a correta gestão do recurso água. Por exemplo, a obtenção de dados de campo, como medições de infiltração da água em diferentes solos, relacionados com respetivos usos e ocupações, possibilita estimar a área de cobertura florestal necessária para compensar as perdas de água por escoamento superficial na bacia hidrográfica (Borges et al 2005 citado por Parchen, 2007)

O cálculo da infiltração da água no solo é obtida por diversos meios, sendo eles através de modelos empíricos e funções não lineares, assim como, através de sistemas de medição de campo. Os modelos empíricos de Horton (1940), Philip (1957), Kostiakov (1932) e Kostiakov-lewis descrevem a evolução do volume infiltrado em função do tempo de infiltração, estando representados nas equações 2.13 a 2.16. Por outro lado, existem modelos de estrutura não aleatória, desenvolvidos a partir de equações de escoamento numa ou mais

² Paz e Oliveira (2006) descrevem taxas médias de infiltração para alguns grupos de textura de solo, em solos saturados de água: Argiloso: $<5 \text{ mm.h}^{-1}$; Solo Franco-argiloso: $5 \text{ a } 10 \text{ mm.h}^{-1}$; Solo Franco: $10 \text{ a } 20 \text{ mm.h}^{-1}$; Solo Franco-arenoso: $20 \text{ a } 30 \text{ mm.h}^{-1}$; Solo Arenoso: $> 30 \text{ mm.h}^{-1}$.

dimensões, como os de Edwards & Larson (1969), Blaumhardt et al. (1990) e Green & Ampt (1911), embora apresentem maior precisão na estimativa da taxa de infiltração, precisam de inúmeros parâmetros dinâmicos na sua aplicação. (Paixão et al., 2004; Lencastre e Franco, 2010):

i. Modelo de Horton

$$f = f_c + (f_o - f_c) \cdot e^{-kt} \quad [\text{Equação 2.13}]$$

ii. Modelo de Philip

$$f = \frac{1}{2}st^{-1/2} + A \quad [\text{Equação 2.14}]$$

iii. Modelo de Kostiakov

$$f = f_o \cdot t^b \quad [\text{Equação 2.15}]$$

iv. Modelo de Kostiakov-Lewis

$$f = f_o \cdot t^b + f_o \cdot t \quad [\text{Equação 2.16}]$$

Onde:

f – taxa de infiltração (cm/h);

f_o e f_c – taxas de infiltração inicial e final respetivamente (cm/h);

b e k – constantes de proporcionalidade que dependem do tipo de solo e da intensidade de precipitação;

t – tempo da chuvada (h);

A – constante com valor próximo da condutividade hidráulica (cm/h);

S – coeficiente experimental.

Segundo estudo de Paixão et al, 2004, o modelo de Horton é o que apresenta melhores valores estimados da taxa de infiltração quando comparados com os valores medidos em campo.

Relativamente aos métodos de campo, os mais utilizados para o cálculo da taxa de infiltração de água no solo são: infiltrometro de aspersão, permeametro, infiltrometro de tensão e o infiltrometro de pressão. Para determinar os valores de velocidade de infiltração (mm.h⁻¹) utilizaram-se as seguintes equações para os respetivos equipamentos (Pott e Maria, 2003):

i. Infiltrômetro de aspersão:

$$VIB = P - \left[\frac{60 \times \frac{E}{1000}}{A} \right] \quad [\text{Equação 2.17}]$$

Onde:

VIB – Velocidade de infiltração básica

P – precipitação do infiltramento de aspersão (mm.h-1)

E – escoamento superficial (mL, min -2)

A – área de parcela do infiltrômetro de aspersão (m2)

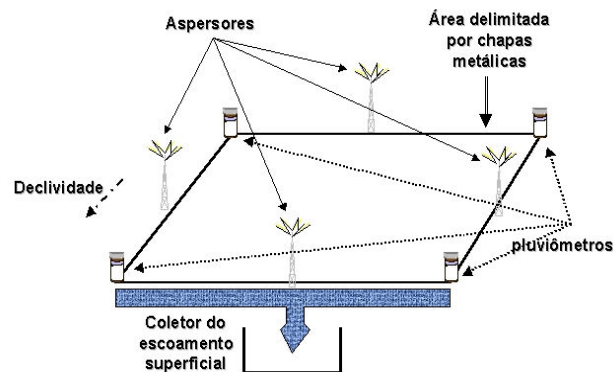


Figura 2.11 - Esquema de um infiltrômetro de aspersão (Parchen, 2007).

ii. Permeametro

$$VIB = q \times 60 \times \left(\frac{Dp^2}{Do^2 + (4 \times Do \times H)} \right) \quad [\text{Equação 2.18}]$$

Onde:

Q – fluxo constante de água do permeametro (mm.min-1)

Dp – diametro do permeametro (mm)

Do – diametro do orificio (mm)

H – carga hidráulica (mm)

iii. Infiltrômetro de tensão

$$VIB = q \times 60 \times \left(\frac{Dt^2}{Db^2} \right) \quad [\text{Equação 2.19}]$$

Onde:

Q – fluxo constante de água do infiltrómetro (mm.min-1)

Dt – diametro do tudo do infiltrometro de tensão (mm)

Db – é o diametro da base do infiltrómetro de tensão (mm)

iv. Infiltrómetro de pressão

$$VIB = q \times 60 \times \left(\frac{Dip^2}{Da^2} \right) \quad \text{[Equação 2.20]}$$

Onde:

Q – fluxo constante de água do infiltrómetro de pressão (mm.min-1)

Dip – diametro do infiltrometro de pressão (mm)

Da – diametro do anel cilindrico (mm).

Estudos de Pott e Maria (2003) concluíram que os métodos de avaliação da velocidade de infiltração comparativamente entre si, comportam-se diferentemente consoante o tipo de solo. Os métodos de permeametro e do infiltrometro de pressão mostram que a infiltração de água é conduzida pelas particulas do solo arrastadas, mensuraveis por meio de propriedades tais como: a densidade do solo e a porosidade do solo, já o método do infiltrómetro de aspersão teve o processo de infiltração governado pela cobertura do solo e pelos teores de silte e areia grossa.

2.1.3.3 Escoamento superficial

A água que precipita nos continentes pode tomar vários destinos. Um deles é o escoamento superficial que ocorre sobre a superfície do terreno e corresponde à parcela do ciclo hidrológico relacionado com o deslocamento das águas sobre a superfície do solo. A parte restante penetra no interior do solo, subdividindo-se em duas parcelas, isto é, uma parcela acumula-se na parte superior e pode voltar à atmosfera por evapotranspiração e a outra caminha em profundidade até atingir os lençóis freáticos e constituir o escoamento subterrâneo. Tanto o escoamento superficial como o escoamento subterrâneo vão alimentar direta ou indiretamente os lagos e oceanos, através do desagramento ou dos cursos de água que para lá escorrerão (Silva e Gomes, s/d; Parchen, 2007).

O escoamento superficial corresponde à combinação do fluxo de água em pequena profundidade na superfície com o escoamento em pequenos canais que constituem a

drenagem da bacia hidrográfica. Isto pode ocorrer por excesso de saturação na superfície do solo, por saturação em função da disposição das camadas do solo, ou ainda, pelo excesso de infiltração, denominado escoamento Hortoniano. No entanto, existem áreas onde praticamente não ocorre escoamento superficial e toda a precipitação infiltra, tendo um significativo escoamento sub-superficial que é transportado pelos macroporos, podendo aparecer na superfície por meio de fontes, produzindo escoamento superficial em conjunto com a precipitação local (Tucci, 2002; Feltrin, 2009).

O escoamento superficial sofre influência de diversos fatores que facilitam ou prejudicam a sua ocorrência. Estes fatores podem ser: (Galvêncio, 2006; Feltrin, 2009; Facco, 2004):

- i) meteorológicos;
- ii) fisiográficos;
- iii) antrópicos.

Os parâmetros meteorológicos são dados pelo vapor de água existente na atmosfera, temperatura, ventos e pressão atmosférica. Os parâmetros fisiográficos são dados pela área, forma e topografia da bacia hidrográfica, pela geologia, vegetação e capacidade de infiltração dos solos. Os parâmetros antrópicos são dados pela irrigação e drenagem das terras, pela canalização ou “retificação” de rios, derivação da água, barragens ou diques, uso do solo e desmatamento (Facco, 2004)

Carpi Júnior (2001) introduz diversas categorias de escoamento superficial: o escoamento generalizado sobre uma vasta superfície, na forma de uma película ou lençol, e os escoamentos concentrados e lineares. Nos dois casos, podem ser divididos em regime de escoamento laminar e regime de escoamento turbulento.

Estudos realizados para as bacias rurais (Pruski et al., 2001) descrevem que, após o final da fase de armazenamento superficial, inicia-se o escoamento superficial, sendo que, para cada tempo t , a sua taxa de ocorrência é (Moraes, 2007):

$$q_{ES} = i_p - T_i \quad \text{[Equação 2.21]}$$

Onde:

q_{ES} - taxa de ocorrência do escoamento superficial produzida analisada, ($m\ s^{-1}$);

i_p - intensidade de precipitação, (mm);

T_i - taxa de infiltração, (mm).

Em estudos de escoamento superficial destaca-se Borges et al (2005), com a aquisição de dados de campo, e com as medições desses parâmetros, em diferentes solos e respectivos usos e ocupação, permitindo estimar a área de cobertura florestal necessária para compensar as perdas de água por escoamento superficial na bacia hidrográfica em análise.

2.1.3.4 Armazenamento de água no solo

O solo é o armazenador e o fornecedor de água e nutrientes para as plantas. Assim, a quantidade de água armazenada no solo (humidade do solo) disponível para as raízes das plantas, constitui um dos principais fatores para o estudo da resposta da vegetação em condições de stress hídrico, bem como, dos processos de infiltração, drenagem, condutividade hidráulica e irrigação. Se a quantidade de água que entra num volume de solo num dado período de tempo for maior que a quantidade que dele sai, haverá reposição hídrica, e se sair mais do que entrar, haverá retirada (Feltrin, 2009).

As águas das chuvas penetram no solo aumentando o armazenamento, contudo, cada tipo de solo apresenta uma capacidade de armazenamento (capacidade de campo) específica. Assim, as propriedades físicas do solo podem afetar significativamente a sua capacidade de campo. Solos com textura mais fina, em função da sua maior superfície específica, retém maior quantidade de água quando comparados aos solos de textura grosseira. Além disso, o conteúdo de água no solo é função do tamanho e do volume dos seus poros, estando a humidade intimamente relacionada com a pressão capilar (Tucci, 1993; Feltrin 2009).

O tipo de cobertura vegetal também propicia diferenças na capacidade de armazenamento do solo, visto que culturas florestais apresentam um sistema radicular profundo, alcançando várias dezenas de metros de profundidade, com maior capacidade de armazenamento de água disponível no solo quando comparadas com a vegetação de campo ou culturas agrícolas, com sistemas radicular raso (Camargo, 2005; Feltrin, 2009).

2.1.3.5 Evapotranspiração

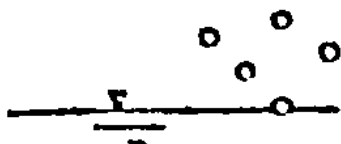
Conhece-se como evapotranspiração (ET) a combinação de dois processos separados onde uma porção de água é perdida através da superfície do solo por evaporação e outra é perdida mediante a transpiração das culturas (Hipólito e Vaz, 2011; Facco, 2004, Moratiel et al., 2011; Liou et al., 2014). A Evapotranspiração é o maior componente dos ciclos hidrológicos, globais e de carbono, que em última análise afeta o clima uma vez que quase dois terços da

queda da chuva sobre a terra são devolvidos para a atmosfera pelo processo de evapotranspiração (Semalty et al., 2011).

O termo evaporação refere-se deste modo ao fenómeno pelo qual a água passa da fase líquida para a fase gasosa, podendo ocorrer tanto em massas contínuas (mar, lagos e rios) como em superfícies húmidas (solo e plantas) (Tucci, 1993, Pereira et al., 1997 citados por Feltrin, 2009)

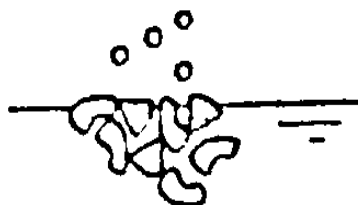
O primeiro fator de dependência, disponibilidade de água à superfície, conjugado com as dificuldades com que se depara quando se pretende medir ou estimar a evaporação a partir de determinadas superfícies, tem levado à introdução de conceitos variados estreitamente relacionados com o fenómeno da evaporação. Assim, é usual distinguir-se a evaporação de superfícies livres de água, E_o , e a evaporação da água do solo e da água intercetada e transpirada pela vegetação que eventualmente o revista. Designa-se a evaporação do segundo tipo de superfície, solo eventualmente revestido por vegetação, de modo mais ou menos denso, por evapotranspiração, ET . (Hipólito e Vaz, 2011)

A transpiração corresponde à evaporação da água utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas através dos seus estomas (Reichardt e Timm, 2004). A ocorrência simultânea destes dois fenómenos na natureza constitui a evapotranspiração potencial (ETP), geralmente expressa como lâmina de água por unidade de tempo (mm.dia^{-1}) (Burman et al., 1983; Feltrin, 2009).



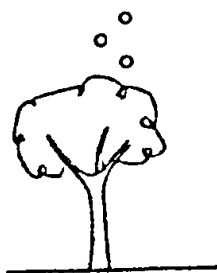
Evaporação de superfícies de água, fatores:

- i. Radiação Solar e terrestre;
- ii. Temperatura do ar e da superfície da água;
- iii. Velocidade do vento;
- iv. Défice de saturação do vapor de água;
- v. Pressão atmosférica;
- vi. Substâncias dissolvidas;
- vii. Cobertura vegetal da superfície.



Evaporação de solos nus, fatores adicionais:

- i. Textura do solo;
- ii. Composição física e química;
- iii. Disponibilidade de água.



Transpiração da vegetação, fatores adicionais:

- i. Densidade e tipo de folhagem;
- ii. Estádio de desenvolvimento;
- iii. Distribuição no terreno.



Evapotranspiração, tipos:

- i. Potencial;
- ii. Real;
- iii. Referência;
- iv. Cultural .

Figura 2.12 - Evaporação e evapotranspiração. Fatores e tipos (Hipólito e Vaz, 2011).

Segundo Bonan (2008) a evapotranspiração fornece a humidade atmosférica que, eventualmente, volta à superfície sob a forma de chuva ou neve e também consome uma vasta quantidade de calor, o que ajuda a arrefecer a superfície terrestre. Deste modo o conhecimento preciso das variações temporais e espaciais na evapotranspiração é fundamental para compreender as interações entre a superfície da terra e da atmosfera, a melhor gestão dos recursos hídricos e para investigar a ocorrência de secas e impactos (Keane et al, 2002; Kustas e Norman, 1996; Meyer, 1999; Raupach, 2001; McVicar e Jupp, 1998 citado por Chen et al., 2014). Para além disso, a perda de água da superfície terrestre tem muita influência no desenvolvimento das culturas, principalmente nas regiões áridas e semiáridas onde o défice de água é bem caracterizado, e a irrigação desempenha um papel importante na suplementação de água exigida por cada cultura (Lorenzi, 2010).

A evapotranspiração assume um papel importante no ciclo hidrológico, sendo responsável pelo retorno à atmosfera de aproximadamente 70% da precipitação anual na superfície terrestre, representando assim uma parcela significativa nos estudos de balanço hídrico e nos projetos de recursos hídricos. Informações quantitativas deste processo podem ser utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manuseamento da água. Resoluções estas que podem convergir para o planejamento de áreas agrícolas irrigadas como para a previsão de cheias ou a construção de reservatórios, onde são requeridos dados confiáveis de evapotranspiração (Moraes, 2007). Contudo, continua a ser a ET o componente mais problemático do ciclo hidrológico, devido à heterogeneidade da paisagem e do grande número de fatores envolvidos, incluindo clima, biofísica da planta, as propriedades do solo e topografia (Chen et al., 2014)

2.2 A modelação da evapotranspiração

A evapotranspiração é um processo físico diretamente relacionado com fatores climáticos, fatores culturais e fatores relacionados com o tipo de solo e o tipo de vegetação introduzidos no mesmo (figura 2.13). No quadro 2.1 observam-se todos os fatores que estão diretamente relacionados com a evapotranspiração.

A evapotranspiração é tipicamente modelada usando dados meteorológicos e algoritmos que descrevem a energia de superfície e características aerodinâmicas da vegetação. Esta é tipicamente medida usando sistemas que exigem o emprego de princípios e técnicas físicas relativamente complexas (Allen et al., 2011).

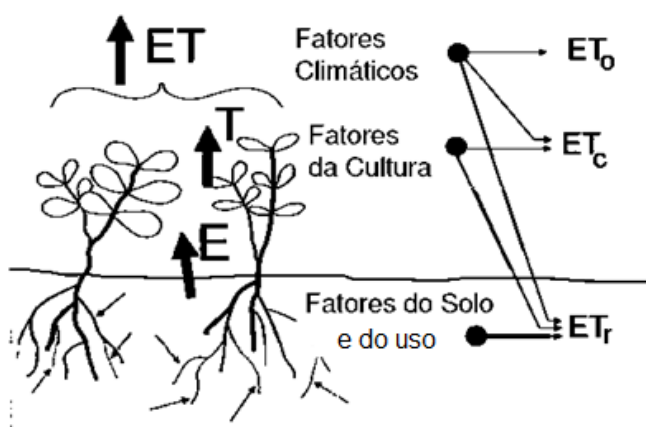


Figura 2.13 - Fatores determinantes da evapotranspiração. (Allen et al., 1998).

Quadro 2.1 - Descrição dos fatores determinantes da evapotranspiração.

Fatores Climáticos	
Radiação líquida (Rn)	Esta é a principal fonte de energia para o processo de evapotranspiração, dependente da radiação solar incidente e do albedo da vegetação. Em determinado local a disponibilidade de energia (radiação) é controlada pela reflexão da superfície (albedo). Vegetação mais clara reflete mais do que as mais escuras e, portanto, têm menos energia disponível. Assim é evidente que, sob as mesmas condições climáticas, uma floresta evapotranspira mais que uma superfície com cobertura vegetal rasteira.
Temperatura:	Ao longo do dia, a temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação de vapor de água, tendo em vista que a quantidade de vapor de água varia em proporção bem menor, tornando maior a demanda evaporativa do ar.
Humidade relativa do ar:	A humidade relativa do ar atua juntamente com a temperatura. Quanto menor ela é, maior será a demanda evaporativa e, portanto, maior a evapotranspiração. O vapor de água transferido para a atmosfera é controlado pelo poder evaporante do ar. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a demanda atmosférica. No entanto, existe inter-relação entre a disponibilidade de água no solo e a demanda atmosférica.
Vento:	O vento além de remover vapor de água do ar junto às plantas para outros locais também é responsável pelo transporte horizontal de energia de uma área mais seca para outra húmida, contribuindo desta forma para o aumento da evapotranspiração.
Fatores da Cultura	
Espécie:	Este fator está associado aos aspetos morfológicos da planta, tais como, distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água, número, tamanho, e distribuição dos estomas, exercendo influência direta na evapotranspiração (ET).
Albedo:	Ou coeficiente de reflexão influenciam diretamente na disponibilidade de energia (Rn) para o processo de ET. Havendo maior reflexão, haverá menor energia disponível.

Índice de área foliar (IAF):	Acompanha o estágio de desenvolvimento e crescimento da cultura, aumentando a área foliar transpirante.
Altura das plantas:	As plantas mais altas interagem mais eficientemente com a atmosfera, extraindo desta mais energia , assim como a ação dos ventos é mais relevante, aumentando a ET.
Profundidade das raízes:	Está diretamente relacionada com o volume de solo explorado. Plantas com raízes superficiais, por explorar um menor volume de solo, em períodos de estiagem não conseguem extrair água suficiente para atender a sua demanda transpirativa.
Fatores de manuseamento da cultura e do solo	
Densidade da plantação	Um espaçamento menor entre plantas resulta em competição intensa pela água, causando aprofundamento das raízes para aumentar o volume de água disponível. Um espaçamento maior entre plantas permite que as raízes se desenvolvam mais superficialmente, contudo, permite mais aquecimento do solo e das plantas e maior movimentação do ar pela ação do vento entre as plantas, levando consequentemente ao aumento da ET.
Impedimentos físico-químicos	Ocorre limitação no crescimento e desenvolvimento das raízes, fazendo com que as plantas explorem um menor volume de solo, resultando em efeitos negativos tanto no período chuvoso como no seco. No período chuvoso o excesso de água pode causar asfixia das raízes; no período seco o volume de água disponível fica reduzido, não permitindo que elas aprofundem na procura de água.
Fatores do solo e do uso	
Tipos de solo	Os solos argilosos possuem maior capacidade de armazenar água do que os arenosos, sendo capazes de manter a taxa de ET por período mais longo. No entanto, em solos arenosos as raízes tendem a ser mais profundas, compensando a menor retenção de água.

Humidade do solo	Quando a humidade do solo está próxima da capacidade de campo, a evapotranspiração é mantida na razão potencial e determinada pelas condições climáticas predominantes. À medida que o solo perde humidade, a evapotranspiração real tomará valores abaixo do valor da evapotranspiração potencial a partir de determinado valor de humidade do solo.
Relação entre a humidade do solo e a razão	Evapotranspiração real/Evapotranspiração Potencial (ET_r/ET_p) depende das características físicas do solo, da cobertura vegetal até certo ponto e da demanda evaporativa da atmosfera.
Textura do solo	Em solos arenosos, os quais a baixa capacidade de retenção de água, em virtude do baixo conteúdo de colóides, permite a remoção rápida da maior parte da humidade do solo, a evapotranspiração real permanece igual à potencial até quase ao ponto de murcha. Por outro lado, para um solo de textura fina, do qual a água disponível não pode ser removida quase que totalmente a baixas tensões, a evapotranspiração real (ET_r) passa a ser menor que a evapotranspiração potencial (ET_p) para conteúdos mais elevados de humidade no solo. Já para um solo de textura intermédia, a relação ET_r/ET_p também possui comportamento intermédio.

Fonte: Carvalho et al., 2008

2.2.1 Métodos de cálculo de Evapotranspiração

Thornthwait, em 1948, introduziu o conceito de evapotranspiração potencial, ETp, onde definiu como sendo a evapotranspiração que ocorreria ao longo do tempo se nas mesmas condições meteorológicas e de energia radiante nunca houvesse deficiência de água no solo para a vegetação que o reveste. O conceito de Thornthwait tem sofrido alterações e correções de precisão que tem por objetivo a aproximação da evapotranspiração potencial à evaporação de superfícies livres de água com pequena profundidade e grande extensão em área ou a restrição do conceito a determinado tipo de cultura vegetal. Assim, Penman (1956) sugeriu que a definição de Thornthwait fosse modificada de modo a incluir a especificação da vegetação que reveste o solo, a qual deveria ser rasteira com altura uniforme cobrindo completamente o solo. Doorenbos e Pruitt (1977) sugerem o conceito de evapotranspiração cultural de referência, ETo, que define como sendo a evapotranspiração de uma superfície extensa de coberto vegetal verde, com uma altura uniforme de 8 a 15 cm, crescendo ativamente, cobrindo completamente o solo e sem restrições de água. Para uma determinada cultura, em função do seu estado de desenvolvimento e continuando a supor que a água do solo não é restritiva, Doorenbos e Pruitt sugerem a designação de evapotranspiração cultural, ETc (Hipólito e Vaz, 2011; Oliveira, 2006).

Deste modo, e de forma mais detalhada, os diferentes métodos de cálculo de evapotranspiração, são:

i. Evapotranspiração Potencial (ETp):

Thornthwaite em 1948 referiu que o processo corresponde à perda máxima de água para a atmosfera pela ocorrência simultânea dos processos de transpiração e evaporação, através de uma superfície natural, padrão, sem restrição hídrica e em crescimento ativo (Pereira et al., 1997; Tomasella e Rossato, 2005; Silva et al., 2005). Mais tarde, Penman em 1956 adotou o conceito de evapotranspiração potencial como sendo a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo e de área, por uma cultura de porte baixo (vegetação rasteira), verde, de altura uniforme e sem deficiência hídrica, que cobre totalmente a superfície do solo (Figura 2.14) (Sediyama 1996; Reichardt e Timm, 2004).

A evapotranspiração potencial, segundo Hylckama (1959), é definida como sendo a quantidade total de água evaporada da superfície e/ou transpirada pela vegetação na

condição de ampla disponibilidade hídrica para todo o tempo de observação (Kan, 2005; Fernandes e Foster, s|d)).

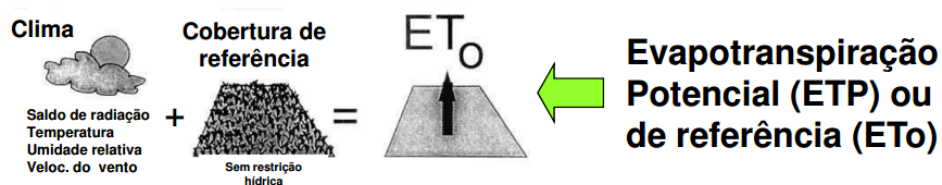


Figura 2.14 - Fatores determinantes da ET_p (Allen et al., 1998).

ii. Evapotranspiração Real (ET_r):

A evapotranspiração real corresponde à quantidade de água realmente utilizada por uma extensa superfície com vegetação rasteira em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, porém, com ou sem restrição hídrica, podendo a evapotranspiração real ser igual ou menor à evapotranspiração potencial (Unesco, 1982; Tucci 1993; Sentelhas et al., 1999). Pode ainda dizer-se que a evapotranspiração real é aquela que ocorre numa superfície com vegetação, independentemente da sua área, porte e das condições de humidade do solo, ocorrendo em qualquer circunstância sem imposição de qualquer condição de contorno (figura 2.15) (Pereira et al., 1997; Tomasella e Rossato, 2005).

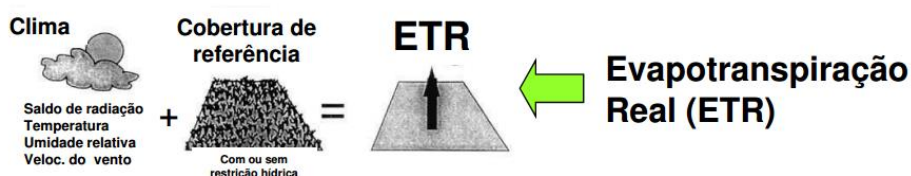


Figura 2.15 - Fatores determinantes da ET_r (Allen et al., 1998).

iii. Evapotranspiração cultural (ET_c):

A evapotranspiração cultural (sem restrições de água) depende essencialmente do tipo de cultura agrícola, do instante do ano em que se faz a sementeira, do estado de desenvolvimento do cultura, do período de desenvolvimento vegetativo entre a sementeira e a colheita e das condições climáticas. A evapotranspiração cultural varia ao longo do período vegetativo das culturas, sendo usual considerarem-se quatro estádios bem diferenciados em algumas espécies. Assim, por exemplo considerando-se o trigo no estádio inicial, desde a sementeira até que o terreno apresente uma pequena cobertura (de cerca de 10%) e a evapotranspiração é pequena, um estádio de desenvolvimento, até que o terreno apresente uma cobertura completa (de cerca de 70-80%), um estádio intermédio,

até ao início da maturação e durante o qual a evapotranspiração atinge valor máximo, e um estágio maduro até á ceifa (figura 2.16) (Hipólito e Vaz, 2011).

$$\text{Evapotranspiração de Cultura (ETc)} \Rightarrow ET_0 \times \text{Coeficiente de Cultura (Kc)} = ET_c$$

Figura 2.16 - Fatores determinantes da ETc. (Allen et al., 1998)

Os valores de Kc acompanham a área foliar de uma cultura (Figura 2.17 e Figura 2.18). Nas culturas perenes ou árvores, os valores de Kc também variam de acordo com o Índice de Área Foliar (IAF) e o tipo de cultura (Sentelhas e Angelocci, 2009). O Kc também pode variar com a textura e o teor de água do solo, com a profundidade e densidade radicular e com as características fenológicas da planta (Carvalho et al., 2008).

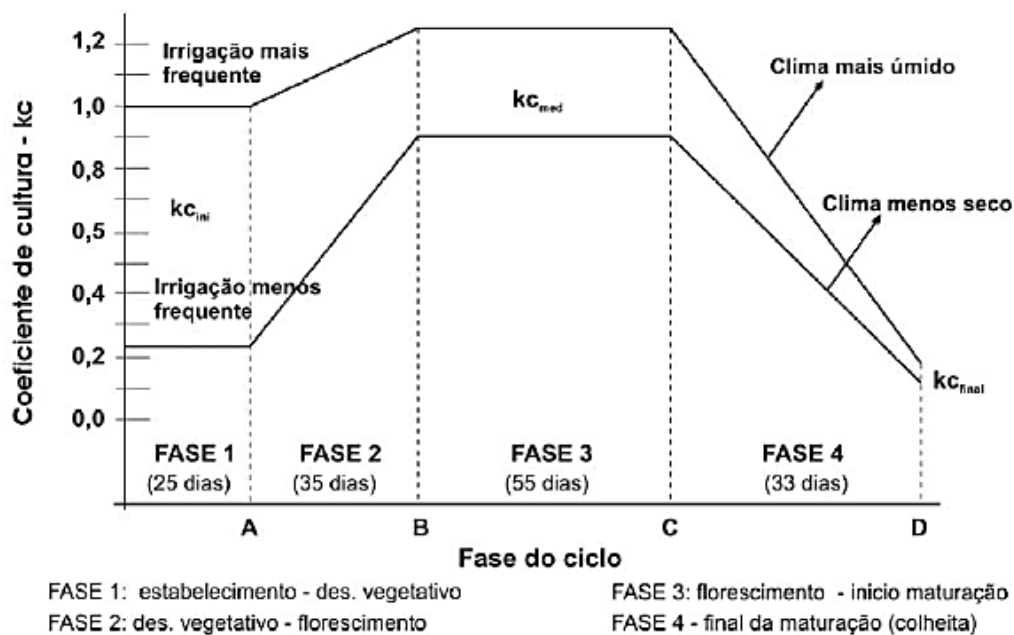


Figura 2.17- Variação de Kc ao longo dos estádios de desenvolvimento da cultura. (Adaptado de Allen et al., 1998 citado por Oliveira, 2006)

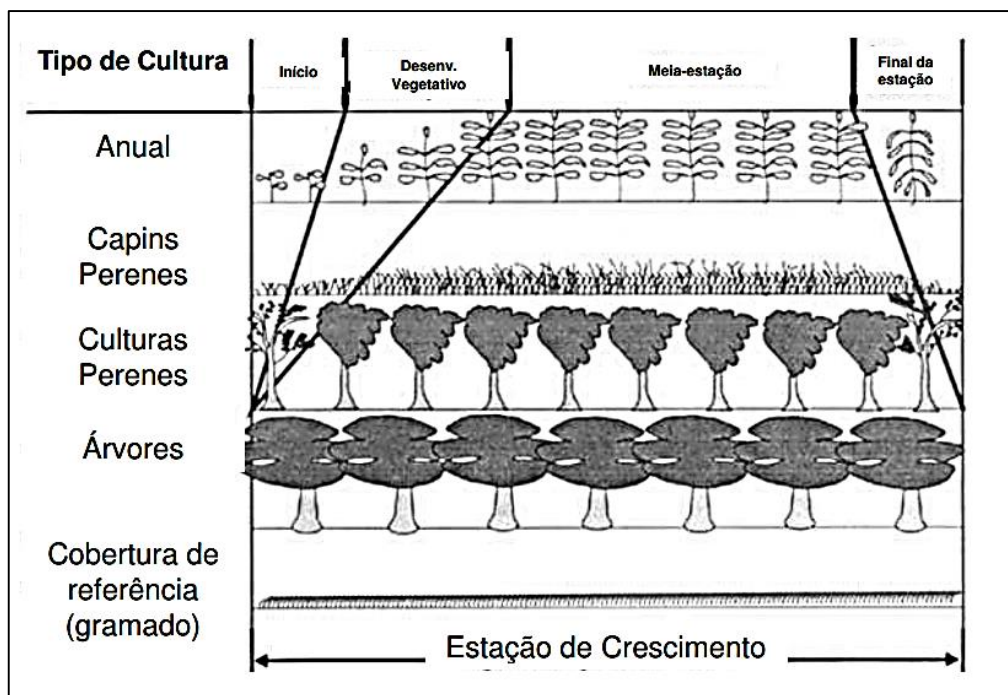


Figura 2.18 - Estação de crescimento em relação ao tipo de cultura. (Allen et al., 1998)

O coeficiente de cultura (K_c) é adimensional e foi proposto por Van Wijk e Vries, representando a razão entre a evapotranspiração da cultura, ET_c , e a evapotranspiração de referência, ET_o (Sediyama et al., 1998; Carvalho et al., 2008).

O coeficiente de cultura (K_c) é determinado empiricamente e varia com a cultura, com o seu estágio de desenvolvimento, com o clima e práticas agronômicas adotadas. Para um dado instante e local, medindo-se a ET_c e a ET_o para as mesmas condições meteorológicas, o K_c é obtido pela relação:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \quad [\text{Equação 2.22}]$$

A FAO N.º 56 (Allen et al., 1998) aplica quatro fases de temporais nas curvas de K_c , aos coeficientes de cultura dos diferentes tipos de culturas, já calculados, sendo eles: fase inicial, fase de desenvolvimento, fase média e fase final (Figura 2.9). As aplicações futuras de K_c podem e devem contar com estimativas mais sofisticadas, dinâmicas e corretas para o comprimento das fases das culturas. Estas estimativas incluem a utilização de unidades de tempo, utilização de médias de temperatura do ar diárias para estimar os impactos sobre congelamento, atraso do início ou término de períodos de crescimentos das culturas. Estes métodos são importantes para melhorar a translocação de curvas K_c

para novas áreas e para avaliar os impactos das mudanças climáticas sobre o futuro uso da água (Pereira et al., 2014).

iv. Evapotranspiração de referência (ET_o):

Termo inicialmente introduzido por Jensen et al., (1971) relacionando evapotranspiração para uma dada cultura ao longo de um período específico de dias ou semanas para o chamado "potencial ET" (Pereira et al., 2014), representa uma extensão da definição original de Penman (1956). No entanto, só após a adoção do boletim FAO-24 elaborado por Doorenbos e Pruitt (1977) é que tal definição se popularizou. Assim, Doorenbos e Pruitt definiram a evapotranspiração de referência como sendo a evapotranspiração de uma área com vegetação rasteira, em crescimento ativo, a uma altura uniforme de 0,08 a 0,15m de altura e bem adaptada às condições locais. O mais recente conceito de evapotranspiração de referência foi proposto por Allen et al., (1998) no Boletim nº 56 da FAO, definindo-a como evapotranspiração de uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12m, albedo igual a 0,23 e resistência da superfície fixa ao transporte de vapor de água igual a $70\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$. A cultura hipotética está relacionada com uma superfície de coberto vegetal verde, de altura uniforme, possuindo cerca de 3m^{-2} de Índice de Área Foliar (IAF) por m^{-2} de terreno ocupado, assemelhando-se a uma superfície verde, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica (figura 2.1.2.1) (Feltrin, 2009)

2.2.2 Determinação da Evapotranspiração Cultural

A medição da evapotranspiração real de uma dada cultura permite obter o coeficiente de cultura, que se define como a razão entre a evapotranspiração medida e a evapotranspiração de referência, equação 2.23 (Ramos, 2011). O coeficiente de cultura foi definido em 1968 para utilização com uma cultura de referência (ET_r) e utilizado pela primeira vez por Jensen na programação computadorizada de irrigação (Jensen, 1969; Jensen et al., 1970; Jensen et al., 1971 citado por Allen et al., 2011). Uma boa consistência e confiabilidade nas curvas de K_c foram desenvolvidas ao longo de um grande número e tipo de culturas (Allen et al., 1998 citado por Pereira et al., 2014). A precisão de estimativa de ET decorrentes do método K_c-ET_o quando comparado com a precisão de muitas medidas de ET, leva à suposição de que o método descrito será usado ao longo dos próximos 15 anos. Futuramente as aplicações de K_c irão expandir-se para novos tipos e variedades de culturas e vegetação natural (Pereira et al., 2014).

$$ET_c = K_c \cdot ETo \quad [\text{Equação 2.23}]$$

Onde:

ET_c – Evapotranspiração da cultura (mm.dia^{-1})

K_c – coeficiente de cultura.

O cálculo do coeficiente de cultura pode ser feito através de dois métodos, dependendo do objetivo do estudo: pode-se calcular um coeficiente único ou um coeficiente que é a soma de dois coeficientes. Na primeira abordagem, as contribuições da evaporação do solo e da transpiração da planta estão combinadas num único valor, enquanto o cálculo do coeficiente de cultura pelo segundo método separa a evaporação e a transpiração em dois coeficientes, de acordo com a equação 2.24 (Allen et al., 1998; Ramos, 2011):

$$K_c = K_{cb} + K_{es} \quad [\text{Equação 2.24}]$$

Onde:

K_{cb} – coeficiente basal de cultura;

K_{es} – coeficiente de evaporação do solo.

Os coeficientes de cultura podem ser estimados a partir de medições espectrais, isto porque os coeficientes de cultura basais e os índices de vegetação são ambos sensíveis aos índices de área foliar (IAF) e às frações de cobertura vegetal (FCV). O índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e o índice de vegetação ajustado ao solo são os principais índices de vegetação utilizada para estimar os coeficientes de cultura. A evolução dos parâmetros de crescimento de cultura, como o IVF, pode ser uma alternativa a considerar no impacto das variações ambientais e práticas (variabilidade meteorológica temporal e espacial, práticas de manejo do solo e da água) no desenvolvimento da cultura (Choudhury et al., 1994; Rouse et al., 1974 e Huete, 1988 citados por Sánchez et al., 2012). Deste modo, e futuramente, o sensoriamento remoto será o principal método de estimativa real de K_c (Pereira et al, 2014).

2.2.3 Determinação da evapotranspiração Potencial

Segundo Sedyama (1996), a estimativa da evapotranspiração é relativamente mais difícil e complexa, quando esta é comparada com a da precipitação e do escoamento superficial. Por esta razão, vários métodos foram desenvolvidos visando uma estimativa mais precisa (Lorenzi, 2010).

Estudos de Chen et al., 2014 compararam oito modelos de evapotranspiração, sendo eles cinco modelos empíricos e três modelos baseados em processos, com o intuito de perceber qual o melhor e como melhorar o mesmo. Os modelos empíricos são a rede neural artificial (RNA), árvore de regressão (RT), modelo de vetor de suporte (SVM) e dois modelos de regressão (REG1 e REG2). Os três modelos baseados em processos incluem dois modelos de Penman-Monteith (algoritmo PM-mod16 e PM-Yuan) e um modelo de Priestley-Taylor (PT-JPL). Os dados utilizados para todos estes modelos foram: radiação mensal total (R_g) saldo de radiação (R_n) temperatura do ar (T_a) humidade relativa (R_h), velocidade do vento (W_s) e pressão do ar (P), assim como imagens AVHRR³, MODIS Lai⁴ e NDVI⁵, para obter o índice de área foliar (IAF) combinado com NDVI. Os modelos baseados em processos apresentam um melhor desempenho do que os cinco modelos empíricos, contudo, os oito modelos indicam padrões espaciais semelhantes.

Desde cerca do ano 2000, os sistemas de Kc e ETr têm sido cada vez mais aplicados grandes bases de dados, como por exemplo o European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), o North American Land Data Assimilation System (NLDAS) e Global Land Data Assimilation System (GLDAS). Este conjunto de dados são produzidos para todo o globo e para regiões específicas com resoluções de 12 km e as etapas de tempo variam de 1h a 24h. Os dados são produzidos por modelos complexos operados para a previsão do tempo e para a modelação de mudanças climáticas (Pereira et al., 2014)

2.2.3.1 Modelos de Evapotranspiração Potencial

Penman em 1950 relacionou a evapotranspiração potencial, ET_p , com a evaporação de superfícies de água, E_o , por análise de dados relativos a bacias hidrográficas na Inglaterra e nos países vizinhos da Europa Ocidental através da seguinte expressão (Hipólito e Vaz, 2011):

³ AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) é um gerador de imagens de deteção de radiação que pode ser utilizada para determinar remotamente a cobertura de nuvens e a temperatura da superfície. <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html>

⁴ MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) tem por objetivo a quantificação e deteção das mudanças da cobertura terrestre, e nos processos naturais e antrópicos, auxiliando assim, nos diversos modelos regionais e globais. As MODIS realizam observações a cada 1 ou 2 dias e adquirem dados em 26 dados espectrais, sendo o tamanho do píxel variável (250 a 1000 metros). <http://daac.ornl.gov/MODIS/>

⁵ A relação linear entre o NDVI e o coeficiente de cultura Kc foi introduzido por Heilman et al. (1982) e estabelecida teoricamente por Choudhury et al. (1994). A equação resultante é: $K_{co} = 0,2 \times 1,25 \times NDVI$, onde K_{co} é o coeficiente de cultura à base de erva.

$$ETP = fEo \quad [\text{Equação 2.25}]$$

Onde:

- i. O fator **f** tem o valor de **0,8** nos meses de verão (maio, junho, julho e agosto) e o valor de **0,6** nos meses de inverno (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro) e o valor de **0,7** nos meses restantes (março, abril, setembro e outubro).

2.2.3.2 Método de Thornthwaite

O método de Thornthwaite, (citado por Silva et al., (2005); Fernandes e Foster, s/d; Vaz, 2010; Hipólito e Vaz, (2011)), para a estimativa da evapotranspiração potencial foi dos primeiros modelos empíricos a aparecer. Para o cálculo da evapotranspiração potencial tem-se a seguinte fórmula (Thornthwaite, 1948):

$$ETP = f \cdot 1,6 \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a \quad [\text{Equação 2.26}]$$

onde:

ETP – evapotranspiração potencial;

f- fator de ajuste em função da latitude e mês do ano;

t – temperatura média mensal, em °C;

I – índice de calor mensal.

O índice de calor anual é calculado pela seguinte equação (Silva et al., 2011; Fernandes e Foster, s/d; Vaz, 2010):

$$I = \sum_{1}^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad [\text{Equação 2.27}]$$

O valor de *a* é dado pela função cúbica do índice anual (Silva et al., 2011; Fernandes e Foster, s/d; Vaz, 2010, Hipólito e Vaz, 2011):

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \cdot I^2 + 1,7292 \times 10^{-2} \cdot I + 0,49239 \quad [\text{Equação 2.28}]$$

Os valores obtidos pela fórmula de Thornthwait são válidos para meses de 30 dias com 12 horas de luz solar por dia. Como o número de horas de luz muda com a latitude e também porque há meses com 28 e 31 dias, torna-se necessário proceder a correções. Este

fator de correção (f) é obtido da seguinte forma (Silva et al., 2011; Fernandes e Foster, s/d; Hipólito e Vaz, 2011):

$$f = \frac{h}{12} \times \frac{n}{30} \quad [\text{Equação 2.29}]$$

Onde:

h – número de horas de luz solar na latitude considerada;

n – número de dias do mês em estudo.

2.2.3.3 Método de FAO Penman-Monteith

A evapotranspiração potencial estimada por Penman-Monteith é associada a uma cultura de referência, considerando-se que essa cultura se encontra em ótimas condições hídricas durante todo o seu desenvolvimento vegetativo. Esta é a razão pela qual também se designa por evapotranspiração de referência. O maior relevo desta abordagem relaciona-se com o facto de considerar que a evapotranspiração é um processo essencialmente físico, largamente influenciado por condições hidro-climatológicas. Assim sendo, espera-se que conduza a estimativas da evapotranspiração potencial mensal melhores e mais consonantes com a realidade do que o método de Thornthwaite (Vaz, 2010).

A equação de Penman-Monteith (citada por Uda, (2010); Vaz, (2010); Rocha, et al., (2011); Hipólito e Vaz, (2011); Ramos, (2011)) é dada por (Allen et al., 1998):

$$ETP = \frac{0,408\Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)} \quad [\text{Equação 2.30}]$$

Onde:

ETP – evapotranspiração potencial de Penman-Monteith (mm.d⁻¹);

R_n – radiação solar líquida (MJ m⁻² d⁻¹);

G – fluxo de calor do solo (MJ m⁻² d⁻¹);

T – temperatura média do ar (°C⁻¹);

U_2 – velocidade média do vento a 2m de altura (m.s⁻¹);

e_s – pressão da saturação de vapor (kPa);

e_a – pressão de vapor atual (kPa);

$e_s - e_a$ (e^0) – défice de tensão de vapor (kPa);

Δ – declive da curva de tensão de vapor (kPa °C⁻¹);

y – constante psicométrica (kPa °C⁻¹).

$$y = 0,665 \times 10^3 Patm \quad [\text{Equação 2.31}]$$

Onde:

Patm - pressão atmosférica (kPa).

$$Patm = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad [\text{Equação 2.32}]$$

Onde:

z - altitude da estação em relação ao nível do mar (m).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp \left(\frac{17,27T}{T+237,3} \right) \right]}{(T+237,3)^2} \quad [\text{Equação 2.33}]$$

Onde:

Δ - declive da curva da tensão se saturação de vapor à temperatura T do ar (kPa °C⁻¹);

T - temperatura do ar (°C).

$$e^0(T) = 0,6108 \exp \left(\frac{17,27T}{T + 237,3} \right) \quad [\text{Equação 2.34}]$$

Onde:

$e^0(T)$ - pressão de saturação de vapor à temperatura T do ar (kPa).

T - Temperatura do ar (°C).

O déficit de pressão de saturação de vapor é a diferença entre a pressão de saturação de vapor média diária, e a pressão de vapor real, que podem ser calculadas com as Equações seguintes (Ramos, 2011):

$$e_s = \frac{e^0(Tmax) + e^0(Tmin)}{2} \quad [\text{Equação 2.35}]$$

Onde:

e_s – pressão de saturação de vapor média diária (kPa)

$e^0(T)$ - pressão de saturação de vapor à temperatura T do ar (kPa).

T_{max} - temperatura média máxima diária (°C);

T_{min} - temperatura média mínima diária (°C).

$$Rn = Rns - Rnl \quad [\text{Equação 2.36}]$$

Onde

Rns - radiação de onda curta líquida que chega à superfície terrestre ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$);

Rnl - radiação de onda longa líquida que sai da superfície terrestre ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$).

$$Rns = Rs (1 - a) \quad [\text{Equação 2.37}]$$

Onde:

a – albedo.

$$Rso = (0,75 + 2 \times 10^{-5}z)R_a \quad [\text{Equação 2.38}]$$

Onde:

Z - altitude da estação em relação ao nível do mar (m);

R_a – Radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$).

A equação 2.39 é uma alteração da Lei de Stefan-Boltzmann⁶, para ter em conta o efeito da humidade e da nebulosidade, que absorvem energia e, assim, diminuem a radiação emitida (Ramos, 2011).

$$Rnl = \sigma \left[\frac{(T_{max}+273)^4 + (T_{min}+273)^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

⁶ A Lei de Stefan-Boltzmann diz que a energia emitida por um corpo negro é proporcional à quarta potência da temperatura do corpo. A constante de proporcionalidade desta lei designa-se constante de Stefan-Boltzmann e toma o valor de $4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$

Onde:

σ - constante de Stefan-Boltzman, $\sigma = 4,903 \times 10^{-9}$ (MJ m⁻²d⁻¹);

TmaxK- temperatura máxima absoluta durante o período de 24h (°K);

TminK- temperatura mínima absoluta durante o período de 24h (°K);

R_s - radiação solar medida ou calculada (MJ m⁻²d⁻¹).

R_{so}: radiação do céu claro medida ou calculada (MJ m⁻²d⁻¹)

Ao amanhecer, a temperatura está próxima da temperatura mínima e esta por sua vez considera-se que esteja próxima do ponto de orvalho, o ar está próximo da saturação com vapor de água e a humidade relativa próxima de 100%. Esta temperatura é empregada para estimativa da pressão de vapor real (e_a), então (Rocha, et al., 2011):

$$e_a = e^0(Tmin) = 0,611 \exp \left[\frac{17,27Tmin}{Tmin + 237,3} \right] \quad \text{[Equação 2.40]}$$

Onde:

e_a - pressão de vapor real (kPa);

Tmin - temperatura mínima (°C);

$e^0(Tmin)$ - pressão de saturação de vapor à temperatura mínima diária (kPa).

A diferença entre a temperatura máxima e mínima está relacionada com o grau de cobertura de nuvens de uma localidade. Condições de céu claro resultam em altas temperaturas durante o dia (Tmáx) por causa da transparência atmosférica à radiação solar que chega e temperaturas mais baixas durante a noite (Tmin) por causa de menos radiação de onda longa refletida que é absorvida pela atmosfera. Por outro lado, em dias nublados, Tmax é relativamente menor porque parte significativa da radiação solar nunca atinge a superfície da Terra e é absorvida e refletida pelas nuvens. De forma similar, Tmin será relativamente mais alta, uma vez que a cobertura de nuvens age como uma coberta que

diminui a radiação de onda longa líquida refletida. Desta forma, o cálculo da radiação é baseado pela diferença entre temperaturas máxima e mínima (Rocha, et al., 2011):

$$R_s = k_{Rs} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} R_a \quad [\text{Equação 2.41}]$$

Onde:

R_s - radiação solar ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

R_a - radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

T_{max} - temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$);

T_{min} - temperatura mínima ($^{\circ}\text{C}$);

k_{Rs} - coeficiente de ajuste ($^{\circ}\text{C}^{-0.5}$).

- i. Na ausência de dados, u_2 é considerado 2 m s^{-1} que é a média de mais de 2.000 estações ao redor do globo;
- ii. O efeito do fluxo de calor no solo (G) é ignorado para cálculos diários, uma vez que sua magnitude é pequena;
- iii. K_R varia de 0,16 para o interior, e massas de ar que não sofrem influência de um grande corpo hídrico a 0,19 para locais costeiros onde as massas de ar são influenciadas por um corpo hídrico próximo, segundo Allen et al. (1998), sendo necessária a sua validação local.

A figura 2.19 mostra o conjunto de resistências que controlam o transporte de vapor para a atmosfera. A resistência superficial (R_s) é o conjunto das resistências dos estomas, cutículas e solo.

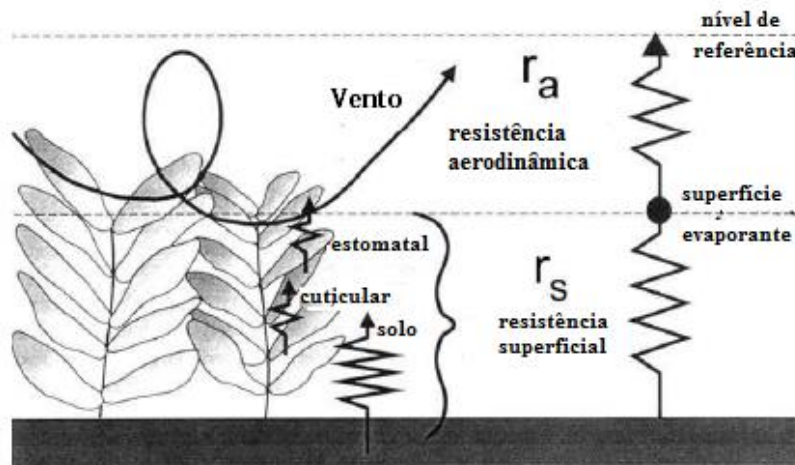


Figura 2.19 - Conjunto de resistências que controlam o transporte de vapor para a atmosfera. (Allen et al., 1998 citado por Sentelhas e Angelocci, 2009)

A aplicação dos procedimentos de cálculo serão alojados em sistemas de informação geográfica (SIG) no futuro e serão “escritos” em línguas modernas, como Python e JavaScript, para lidar com grandes quantidades de dados climáticos, de solo e cultura. Muitos aplicativos serão “compactados” para minimizar os requisitos de dados e compreensão de cálculos internos por usuários. Esta compactação facilitará a aplicação de computação espacial, mas, ao mesmo tempo, reduzirá o nível de conhecimento exigido do utilizador (Pereira et al., 2014).

2.2.3.4 Método de Camargo

Método empírico, baseado no método de Thornthwaite. Este, apresenta as mesmas vantagens e restrições desse mesmo método. Apesar disso, tem uma vantagem em relação ao método de Thornthwaite, que é não necessitar da temperatura média anual normal. No entanto, considera a radiação solar global extraterrestre (Q_o). Assim sendo, o método de Camargo é representado pela seguinte equação (Sentelhas e Angelocci, 2009):

$$ETP = 0,01Q_o.T.ND \quad \text{[Equação 2.42]}$$

Onde:

Q_o – radiação solar global extraterrestre (mm d^{-1})

T – temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$)

ND – número de dias do período considerado.

2.2.3.5 Método de Hargreaves

O método de Hargreaves 1985, tem como objetivo obter a evapotranspiração de referência ETo e potencial (ETp), com base em poucos dados, como temperatura média, mínima e máxima mensal e radiação extraterrestre (Ra). Este método tem vindo a apresentar bons resultados em regiões onde a escassez de dados é elevada (Tomaz, 2008; Silva, et al., 2010).

A fórmula utilizada para o cálculo do método Hargreaves é dada da seguinte forma (SIAR, 2014; Shahidian et al., 2011):

$$ETp = 0,0023.Ra(Tmax - Tmin)^{\frac{1}{2}}.(Tmed + 17,8) \quad \text{[Equação 2.43]}$$

$$Tmed = \frac{Tmax + Tmin}{2} \quad \text{[Equação 2.44]}$$

Onde:

Ra – Radiação extraterrestre (mm/d^{-1})

$Tmax$ – Temperatura máxima ($^{\circ}C$)

$Tmin$ – Temperatura mínima ($^{\circ}C$)

$Tmed$ – temperatura média ($^{\circ}C$)

Segundo Orange et al., (2013) a Cal-SIMETAW - California Simulation of Evapotranspiration of Applied Water é uma nova ferramenta desenvolvida pelo Departamento de Recursos Hídricos da Califórnia e da Universidade da Califórnia, onde Davis mede o balanço hídrico diário e determina a evapotranspiração cultural (ETc), a evapotranspiração aplicada à água ($ETaw$) e a água (AW). Esta ferramenta foi aplicada na Califórnia no planeamento de recursos hídricos. Para o cálculo de Eto , o aplicativo usa dados meteorológicos diários para determinar a evapotranspiração de referência (ETo), usando a equação de Hargreaves-Samani (HS). Usando dados climáticos recentes de CIMIS⁷ concluiu-se que a ET_{OHS} é menos precisa sob condições de vento e maior em condições calmas.

⁷ CIMIS - California Irrigation Management Information System, é uma unidade de programa no Uso e Eficiência da Água, Departamento de Recursos Hídricos da Califórnia (DWR), que gere uma rede de mais de 145 estações meteorológicas automáticas na Califórnia.

2.2.4 Modelos de cálculo de evapotranspiração - SIG

A evapotranspiração é um dado proveniente de uma variedade de sistemas de medição, incluindo lisímetros, razão de Bowen, balanço hídrico, sensoriamento remoto baseado em satélites ou modelagem direta. (Quadro 2.2) (Allen et al., 2011).

As abordagens mais comuns para o cálculo de Evapotranspiração (ET) é o índice de vegetação (IV) ou modelos SEB com base em dados infravermelhos térmicos e modelos SWAT. Os modelos SEB baseados em satélite incluem SEBAL- Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen et al., 1998), METRIC-Mapping Evapotranspiration at high Resolution using Internalized Calibration, e TSEB, Two-Source Energy Balance (Pereira et al., 2014).

A estimativa de evapotranspiração à escala global e regional pode ser feita através de parâmetros de superfície, obtidos a partir de dados de sensoriamento remoto, com variáveis meteorológicas de superfície e características de vegetação. As técnicas de sensoriamento remoto podem fornecer informações espaciais e temporais do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), do índice de área foliar (IAF), do albedo de superfície, da emissividade da superfície e da temperatura da superfície, onde a maioria destas são indispensáveis para a concretização dos modelos e métodos de cálculo de ET (Liou et al., 2014).

Mapas de evapotranspiração desenvolvidos através de METRIC, SEBAL ou sistemas de processamento de base de sensoriamento remoto semelhantes serão usados como entrada para criar modelos operacionais e de planeamento mensal para operações de reservatórios, para a gestão da água subterrânea, planeamento de abastecimento de água de irrigação, para a regulamentação de direitos de água e estudos hidrológicos (Allen et al., 2011)

Quadro 2.2 – Sistemas de medição da Evapotranspiração.

Método	Descrição
ET de balanço de massas em grandes áreas	Também conhecido como método de entrada-saída ou técnica do balanço hídrico, pode ser aplicado em grandes áreas integradas de terra e água para desenvolver estimativas à escala de bacias hidrográficas. Estas estimativas são úteis para a calibração ou validação de bacias hidrográficas. Este balanço exige precipitação como entrada principal e consequentemente a estimativa de ET só pode ser tão precisa quanto a estimativa de precipitação.
Lisimetria	Os lisímetros têm sido amplamente utilizados para fornecer informações de base para o desenvolvimento, calibração e validação do método de ET. Infelizmente, as medições do lisímetro de ET são extremamente sensíveis a fatores ambientais, muitos dos quais são muitas vezes mal compreendidos ou ignorados na prática. Os requisitos de medição em lisímetro são: a vegetação no interior e exterior do lisímetro deve ser muito semelhante em altura, densidade e cobertura do solo e área foliar; a área efetiva da vegetação do lisímetro deve ser calculada com precisão; a gestão da água do lisímetro deve ser precisa e semelhante às condições externas.
Razão de Bowen	Método prático e, micrometeorológico relativamente confiável. A utilização do conceito de Bowen permite resolver a equação do balanço de energia medindo inclinações simples de temperatura do ar e pressão de vapor na camada superficial perto da superfície de evaporação. O método funciona melhor quando a água do solo não é limitante. Como a água é facilmente menos disponível, a razão de Bowen aumenta e o erro relativo em EE.
Balanço energético de sensoriamento remoto	Técnicas que utilizam imagens de satélite têm sido desenvolvidos desde 1990 para estimar evapotranspiração de grandes áreas usando o balanço hídrico. As técnicas de balanço de energia de sensoriamento remoto são úteis para a identificação de zonas com escassez de água e as reduções de evapotranspiração e para preencher modelos hidrológicos. Alguns modelos “operacionais” com base em satélites de energia de equilíbrio, como o SEBAL e METRIC empregam uma técnica de calibração interna referida como CIMEC ⁸ . A técnica CIMEC, funciona por calibração inversa do processo de equilíbrio de energia por meio de fluxo de calor sensível, calculando especificamente a evapotranspiração e assim a equação do balanço hídrico, em duas condições extremas (seca e húmida), em imagens de satélite. A evapotranspiração é estimada com base no conhecimento das condições de energia e de superfície disponíveis geralmente com base em dados meteorológicos terrestres.
Índices de Vegetação para o cálculo de Evapotranspiração	Baseia-se em satélites ou métodos do balanço energético. Geralmente tem grandes investimentos de tempo e requerem um conjunto de habilidades aprendidas. Os produtos do balanço de energia podem ser usados para calibrar métodos mais simples que utilizam índices de vegetação (IV) para estimar coeficientes de cultura (Kc). A estimativa do Kc por IV é possível por causa de uma correspondência entre a quantidade de vegetação e transpiração, onde com o aumento da cobertura vegetal, a área foliar aumenta e aumenta a transpiração. O IV mais comum é o NDVI (índice de vegetação por diferença normalizada), que é estimado a partir de duas bandas de ondas curtas geralmente medidas por satélites: a faixa vermelha (~0,6-0,7 mm) e a banda do infravermelho próximo (~0,7-1,4mm). Os NDVI podem ser determinados por imagens Landsat ⁹ mas também a partir de imagens MODIS.

Fonte: Allen et al., 2011

⁸ CIMEC – calibração utilizando modelação inversa em condições extremas.

⁹ LANDSAT <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>

2.2.4.1 Modelo SWAT

O modelo SWAT, Soil and Water Assessment Tool, (Arnold e Allen, 1993 e Winchel et al, 2008) simula caudais fluviais tendo por informação de base dados climáticos (precipitação, temperatura, velocidade do vento, radiação solar e humidade relativa), características físicas da bacia hidrográfica (topografia, rede de drenagem e solos) e ainda ao uso e cobertura do solo. O modelo SWAT destaca-se por ser um modelo matemático de parâmetros distribuídos e contínuos em que diferentes processos físicos podem ser simulados com o objetivo de análise dos impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e sub-superficial, produção de sedimentos e qualidade da água em bacias hidrográficas agrícolas não instrumentadas (Caetano e Pacheco, 2008; Alencão e Pacheco, 2010). As bacias são subdivididas em sub-bacias com base no número de afluentes. O tamanho e número de sub-bacias são variados, dependendo neste caso da rede de fluxo e do tamanho de toda a bacia hidrográfica. As sub-bacias são ainda desagregadas em Unidades de Resposta Hidrológica (HRU's), onde cada combinação única de mapas subjacentes geográficos (solos, uso do solo, etc) forma uma classe (Pacheco, 2011; Ullrich et al., 2009 citado por Park et al. 2013).

O modelo SWAT apresenta como vantagem um potencial de simulação mais preciso do processo de escoamento superficial, fortemente influenciado pelas variações espaciais das principais características do terreno como, clima, solo, vegetação e topografia. Na figura 2.20 apresenta-se o fluxograma geral da execução do modelo SWAT (Srinivasan e Arnold, 1994; Blainski et al., 2007; Gassman, et al. 2007; Caetano e Pacheco, 2008; Alencão e Pacheco, 2010).

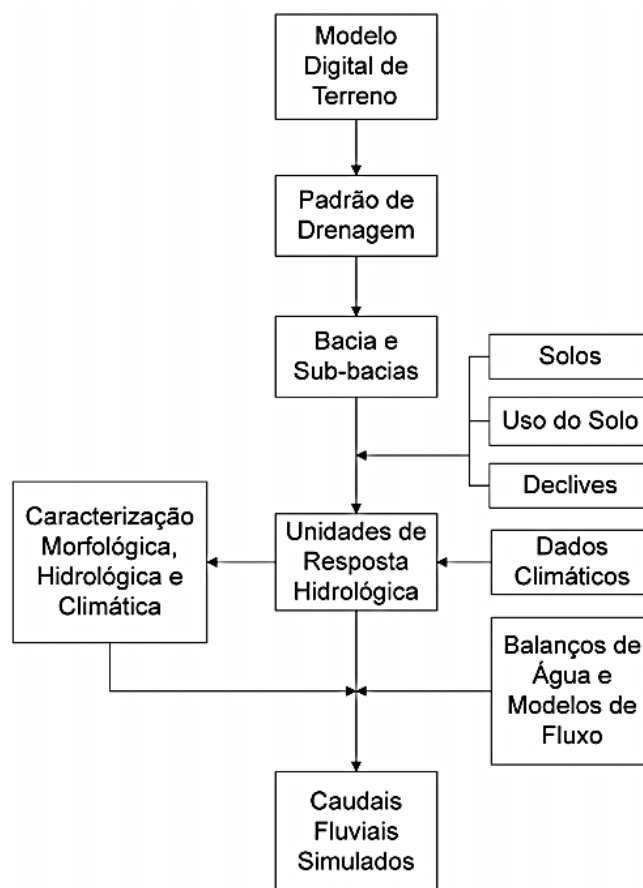


Figura 2.20 - Fluxograma geral de execução do modelo SWAT. (Caetano e Pacheco, 2008)

Park et al., 2013 avaliou o modelo SWAT usando multivariáveis (evapotranspiração e humidade do solo) e descreve os parâmetros do modelo-chave que foram identificados através da calibração espacial, esperando que o uso das multivariáveis em modelagem SWAT melhorem a capacidade de previsão do modelo. O conjunto de dados utilizado para a calibração da vazão (Q) foram: curva número para a condição de humidade (CN2), coeficiente de escoamento superficial (Surlag), limiar de profundidade de água na camada aquífera pouco profunda necessário para o fluxo de retorno ocorrer (GWQMN), atraso das águas subterrâneas (GW_DELAY), e coeficiente de água subterrânea (GW_REVAP). Os dados para a calibração da humidade do solo (SM) utilizados foram: fator de compensação de evaporação do solo (ESCO), capacidade de água disponível na camada do solo (SOL_AWC), densidade húmida (SOL_BD) e máximo armazenamento da copa (CANMIX). Por fim os dados utilizados para a evapotranspiração (ET) foram: o fator de compensação de evaporação do solo (ESCO), fator de compensação de absorção pelas plantas (EPCO) e o máximo armazenamento da copa (CANMX) (Joh et al, 2011 citado por

Park et al., 2013). Este estudo indicou que a simulação Q é bastante consistente quando os limites de incerteza se tornam “limitados” por descobrir os parâmetros de ET e SM relacionados no processo de calibração. Para resolver as incertezas dos parâmetros do solo, plantas e fluxo de água no modelo SWAT, é eficaz garantir dados de Q de vários locais e /ou dados de monitoramento tais como ET e SM. Como a maioria das bacias hidrográficas apresentam um número limitado de dados hidrológicos, como por exemplo Q, Park et al., (2013) recomenda incluir parâmetros de ESSE e CANMIX para calibrar o volume de escoamento superficial e obter a fase de recessão com mais detalhe.

2.2.4.2 Modelo SEBAL

Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), é um modelo de processamento de imagem composta por 25 passos computacionais que calculam as taxas reais (ET_r) e evapotranspiração potencial (ET_p), bem como outras trocas de energia entre a terra e a atmosfera. Os dados de entrada de chave para SEBAL consistem na radiação espectral na parte infravermelha visível, infravermelho próximo e térmica do espectro (figura 2.21). SEBAL resolve o balanço de energia, célula a célula a partir de imagens de satélite e de alguns dados adicionais de campo. O balanço de radiação obtém-se a partir da quantidade de radiação incidente na superfície terrestre menos a emitida pela mesma. O saldo de radiação, R_n ($W \cdot m^{-2}$), (equação 2.45) representa a energia total gasta em três processos: fluxo de calor no solo, G_n , ($W \cdot m^{-2}$), fluxo de calor sensível, H , ($W \cdot m^{-2}$) e o fluxo de calor latente, λE , ($W \cdot m^{-2}$). O algoritmo SEBAL obtém o valor do fluxo de calor latente como término residual da equação 2.45, estimando previamente para cada célula da imagem dos valores R_n , G_n e H sucessivamente (Bastiaanssen et al., 1998; Reça et al., 1999; Matinfar, 2012; Water Watch, 2014; Liou et al., 2014):

$$R_n = G_n + H + \lambda E \quad \text{[Equação 2.45]}$$

O saldo de radiação é calculado a partir dos valores de refletividade espectral e da temperatura radiante superficial observados pelo satélite, assim como dos valores de radiação solar na parte superior da atmosfera função da posição do ponto e do momento de toma da imagem. O balanço de radiação de onda longa considera-se constante para toda a superfície. As imagens Landsat dispõem apenas de um canal térmico, o que torna o mais imprecisa a correção dos efeitos de emissividade atmosférica e da temperatura da superfície. O fluxo de calor do solo obtém-se a partir de uma relação empírica em função do saldo de radiação e do índice de vegetação obtido a partir das refletividades observadas no espectro vermelho e

do infravermelho. O fluxo de calor sensível obtém-se mediante um processo iterativo que parte da estimação do fluxo efetivo de impulso obtido a partir da resistência aerodinâmica para áreas molhadas da imagem, usando o declive da linha de regressão entre a temperatura da superfície e a reflexão superficial. A diferença das temperaturas da superfície e do ar está linearmente relacionada com a temperatura de superfície. Este ajuste linear é realizado por meio do cálculo da diferença entre a superfície e a temperatura do ar pela equação de fluxo de calor sensível nas duas condições extremas mencionadas: uma zona húmida, onde se pode considerar que o fluxo de calor sensível é nulo e outra seca, onde se considera a evaporação nula (Reca et al., 1999).

Informações espaço-temporais na evapotranspiração real ajuda os usuários a entender melhor o esgotamento evaporativo e a estabelecer ligações entre o uso da terra, distribuição de água e uso da água (Bastiannssen et al., 2005).

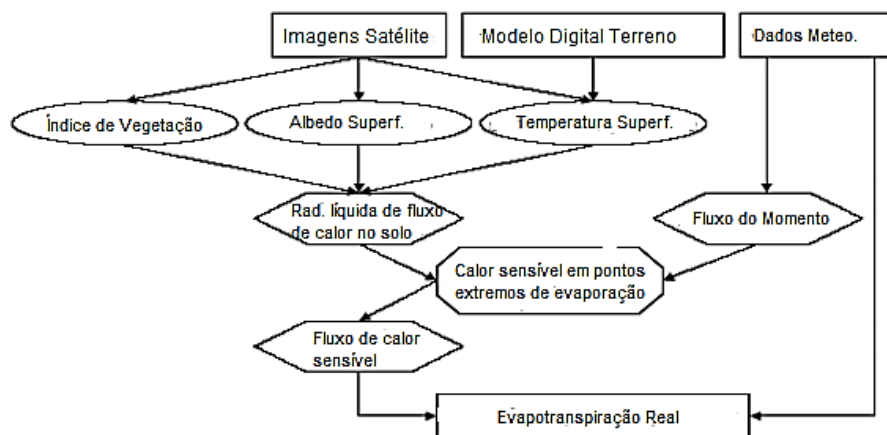


Figura 2.21 - Representação esquemática do balanço de energia e cálculos de ET com o modelo SEBAL (Water Watch, 2014).

As principais vantagens do SEBAL são um uso mínimo de dados baseados em terra auxiliar, correções internas automáticas e a calibração feita internamente, ou seja é feita no interior de cada imagem analisada (Liou et al., 2014).

2.2.4.3 Modelo METRIC

Para evitar as limitações do SEBAL na espacialização regional de evapotranspiração, sobre superfícies mais complicadas, Allen et al. (2005) destacou uma abordagem apoiada no modelo SEBAL semelhante, denominado por METRIC (Mapping evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration). METRIC foi alargado em relação ao SEBAL

através da integração da evapotranspiração de referência, que é calculada através do uso de dados meteorológicos terrestres. A evapotranspiração é calculada com dados detetados remotamente no visível, infravermelho próximo e regiões do espectro infravermelho termal, juntamente com medições terrestres da velocidade do vento e da temperatura de superfície do ponto de orvalho.

Gowda et al. (2008) avaliaram o desempenho do modelo METRIC no Texas High Plains utilizando dados Landsat 5 TM adquiridos em dois dias diferentes em 2005 para comparação de ET diária resultante com valores medidos derivados da humidade do solo. Santos et al. (2008) descobriram que a combinação de um modelo de balanço hídrico com ET estimados a partir do modelo METRIC poderia proporcionar melhorias significativas nos horários de irrigação em Espanha. Tasumi et al. (2005) constataram que os modelos MÉTRICOS tinham alto potencial de estimativas de ET nos EUA, comparando a ET com valores medidos em lisímetros. (Bala et al., 2013)

2.2.4.4 Modelo TSEB

Two Source Energy Balance (TSEB) é descrito resumidamente da seguinte forma. O balanço de energia global da superfície é:

$$LE = -(Rn + G + H) \quad \text{[Equação 2.46]}$$

Onde, LE é o fluxo de energia latente (LE é convertido em ET dividindo pelo calor latente de vaporização), Rn é a radiação líquida, G é o fluxo de calor do solo, e H é a fluxo de calor sensível. Na equação 2.46, a conversão de sinais significa que todos os termos são positivos para a superfície ou solo.

Kustas e Norman (1999), exigem a temperatura do brilho medida por um radiômetro de infravermelho termal (TIR) e a proporção do solo e da copa presentes, entre outros fatores. Norman et al. (1995) e Kustas e Norman (1999) fornecem todos os procedimentos computacionais para o modelo TSEB, e Norman e Becker (1995) apresentaram uma profunda discussão sobre a terminologia utilizada em sensoriamento remoto infravermelho termal.

2.3 A distribuição e evolução da ocupação e uso do solo

2.3.1 Os conceitos e a cartografia de ocupação e uso do solo

O solo caracteriza-se por um certo número de aspetos e atributos, entre os quais a sua natureza física e biológica e a sua produtividade em termos ecológicos. Trata-se de um espaço vital nos estabelecimentos humanos para suporte físico e ainda como paisagem (Guiomar, et al., 2006).

O uso do solo é o ponto de interseção mais importante entre as atividades humanas e o ambiente, nomeadamente ao nível dos sistemas biogeoquímicos, e como tal o seu estudo é premente a escalas globais, regionais e locais, importando desenvolver novos métodos e técnicas, tendencialmente mais integrados interdisciplinarmente e suficientemente quantitativos, por forma a permitir classificações, comparações e generalizações a escalas mais amplas (Casimiro, 2000; Guiomar, et al., 2006)

As distintas ocupações e usos do território, quer as espontâneas, resultantes dos múltiplos condicionalismos litológicos, edafoclimáticos, hidrológicos, fitogeográficos e zoogeográficos, quer as humanizadas, resultantes de diversas ações mais ou menos intensas do Homem, são determinantes em cada momento, para as comunidades e espécies vegetais e animais presentes, ou para a sua ausência, em cada parcela do território (Loureiro e Cruz, 1993, Guiomar, et al., 2006)

O conceito de ocupação do solo está relacionado diretamente com a descrição física do espaço. Corresponde àquilo que constitui a cobertura física do solo (Di Gregorio e Jansen, 1997) (ou inclusivamente à ausência dela), nomeadamente árvores, arbustos, edifícios, etc. O conceito do uso do solo está ligado com a descrição funcional do espaço de acordo com o propósito socioeconómico deste (Duhamel e Vidal, 1999), levando assim, a uma distinção entre coberturas semelhantes cuja utilização seja diferente (Nunes, 2007).

A diferenciação de unidades espaciais tem de ser referida a diferentes planos conceptuais, de forma a procurar desintegrar a informação ambiental de acordo com a sua estabilidade temporal e resultante estabilidade do padrão de influência estrutural. Esta desintegração, orientada de acordo com os diferentes padrões de organização espacial, identificando claramente a forma como estes apresentam diferentes graus de circunstancialidade, é o único modo de conseguir diferenciar a relevância dos diferentes fatores determinantes das ocorrências ecológicas verificadas. A diferenciação, identificação e caracterização espacial

e funcional das unidades a cartografar assume uma particular relevância dado que, ao diferenciar o padrão de organização estável do padrão circunstancial determinado pela ação dos fatores ambientais de curto prazo (sazonalidade ou oscilações climáticas interanuais, ação humana, perturbações pontuais e oscilações de curto prazo dos padrões biocenóticos), é possível uma diferenciação clara entre as variáveis suscetíveis de serem geridas e as variáveis estáveis enformadoras de um padrão regular que baliza essa capacidade de gestão. (Fernandes, 1993; Guiomar, et al., 2006)

A cartografia temática de ocupação de solo é uma ferramenta indispensável em estudos ambientais, na tomada de decisão em ordenamento e planeamento do território, e na definição de políticas de gestão de recursos naturais. Com esta cartografia, pode-se medir a extensão e distribuição de classes de ocupação do solo, analisar a interação com outras classes, identificar locais próprios para certas atividades e planear para o futuro. Simultaneamente, estes dados servem de informação de base para a produção de informação mais complexa sobre outros temas (ex: erosão do solo, impermeabilização). (Caetano, et al., 2002)

As alterações de uso e ocupação do solo constituem uma temática de grande relevância e fundamental em vários domínios como o ordenamento e planeamento do território, a monitorização ambiental, a nível político, económico e social (Barbeiro et al., 2013).

No que diz respeito à evolução do uso e ocupação do solo desde a década de 80 até à atualidade, Portugal Continental apresenta aumentos e decréscimos dos diferentes tipos de classe (Figura 2.22). Deste modo, a floresta tem vindo a aumentar gradualmente, isto é ocorreu um aumento de 4,65% (década 80-1995) e 9,11% (1995 – 2010), enquanto que as áreas Agro-florestais têm vindo a diminuir (-16,40% e -11,55% respetivamente). As florestas tendem também em alguns casos, a tornarem-se florestas mais mistas. Destaca-se ainda uma elevada quantidade de áreas incultas (inclui a vegetação herbácea natural, matos, zonas descobertas e com pouca vegetação e ainda as áreas ardidas) que ocupam cerca de 15,86% do território (Reis et al., 2013).

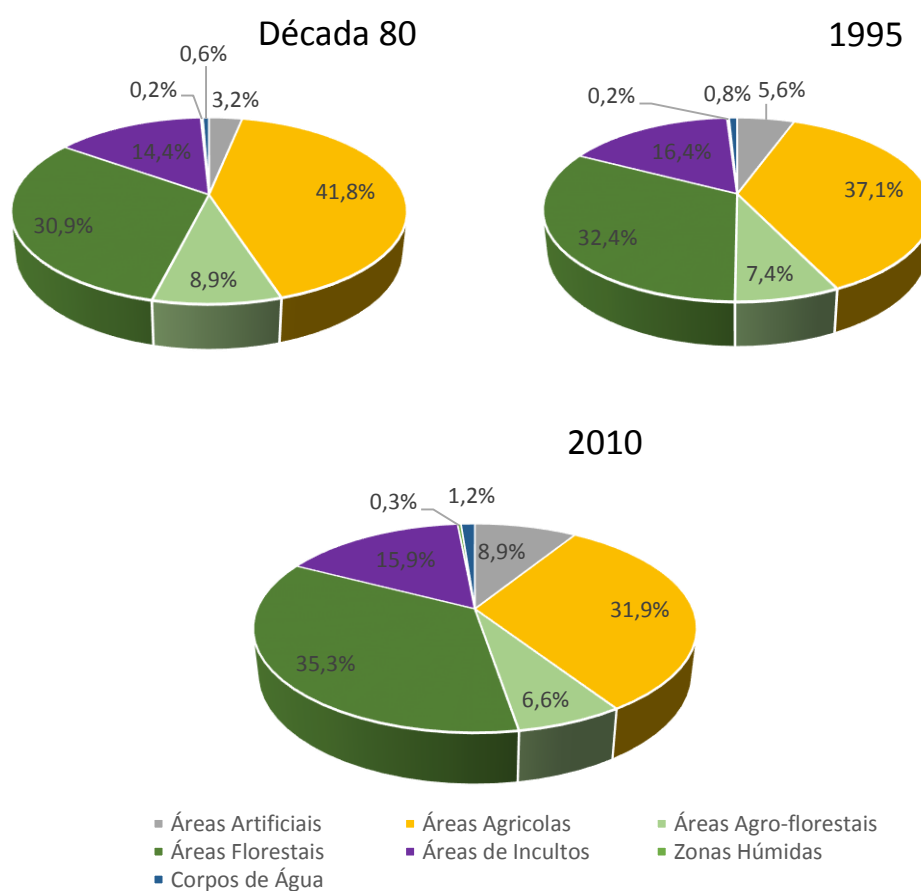


Figura 2.22 - Evolução do uso e ocupação do solo em Portugal (década de 80 até 2010) (Reis, et al., 2013).

3. MODELAÇÃO ESPACIO-TEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO VEZ

Este capítulo centra-se na explicação detalhada dos procedimentos para a obtenção da evapotranspiração potencial na bacia hidrográfica do rio Vez. Os objetivos pretendidos com a elaboração deste projeto são:

- i. Reunir e organizar dados e temas geográficos associados às variáveis naturais e humanas que expliquem os balanços de evapotranspiração potencial;
- ii. Implementação do modelo espaço-temporal nas diversas condições meteorológicas mensais e comparação anual;
- iii. Simulações de cenários de evapotranspiração potencial com base nas alterações climáticas para avaliar os atuais e potenciais padrões da mesma;
- iv. Criação de zonagens de evapotranspiração para perceber em que medida existe relação atual e potencial com o uso e ocupação do solo, tendo em atenção às práticas do mesmo.

Para a elaboração e cumprimento dos objetivos estipulados foi utilizado como ferramenta de apoio ao trabalho o *software*: ArcGIS 10.2.2. O ArcGIS é um *software* criado pela ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) em ambiente de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), disponibilizando um vasto conjunto de ferramentas precisas e de fácil utilização para a gestão de bases de dados temáticos. Este software, suporta diversos formatos de dados, sendo eles o vetorial, matricial e raster (Prado, 2009).

O ArcMap é um aplicativo do ArcGIS, sendo este voltado para a edição e produção de mapas, permitindo a elaboração de análises espaciais. Destaca-se ainda, dentro deste aplicativo as extensões ArcCatalog e o ArcToolbox que respetivamente disponibilizam ferramentas para a exploração, armazenamento, pesquisa e gestão/organização de informação geográfica. Para além disso, permitem criar novas ferramentas, rotas e modelos espaciais (Prado, 2009).

3.1 Enquadramento da Bacia Hidrográfica do Vez

A bacia hidrográfica do rio Vez, localiza-se no Distrito de Viana do Castelo e encontra-se mais precisamente enquadrada nos concelho de Arcos de Valdevez (ocupando 94 % da área da bacia), Melgaço (ocupando 3% da área da bacia), Monção (ocupando 2 % da área da bacia), Paredes de Coura e Ponte de Lima, apresentando uma área total de 262,8 Km² (Figura

3.1). Esta bacia pertence à região Hidrográfica 1 (RH1) do Minho e Lima, que compreende as bacias hidrográficas dos rios Minho e Lima, sendo na sub bacia do Lima que esta se localiza, tendo como rio principal o rio Vez.

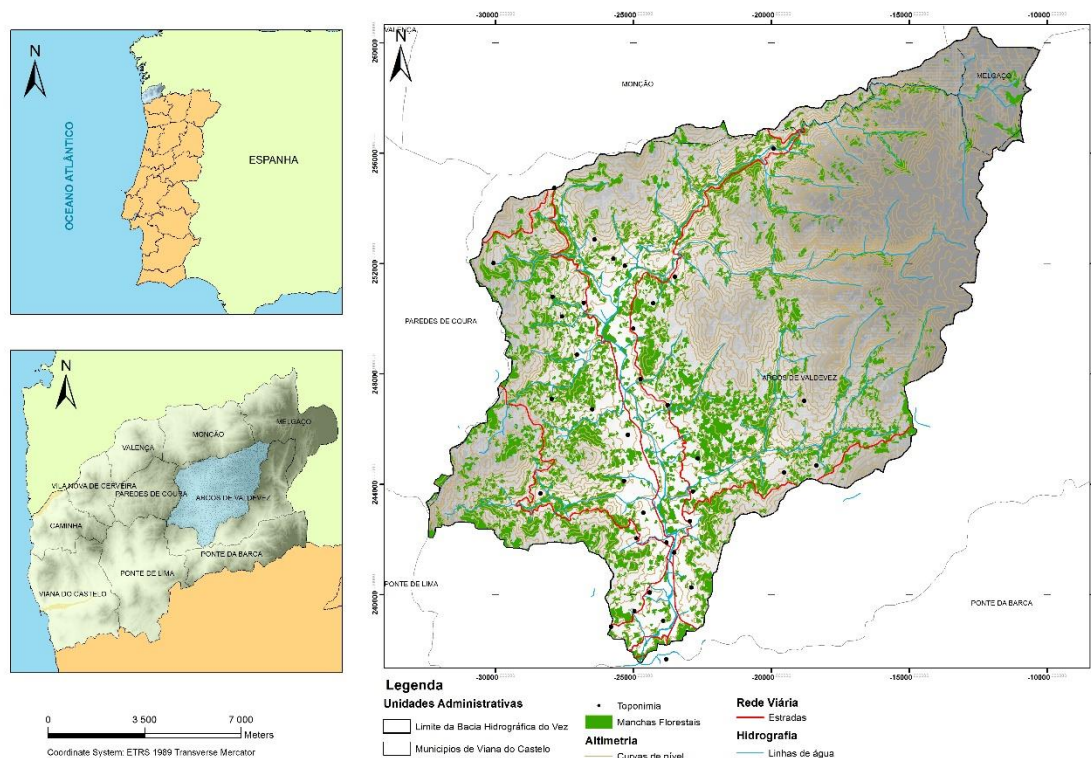


Figura 3.1 - Enquadramento geográfico da área de estudo.

No que respeita à hidrografia desta bacia, esta é drenada pelo rio Vez, que nasce na Serra do Soajo, na Peneda do Gerês, apresenta uma altitude de 1250 m. O rio Vez desagua no rio Lima e tem como principais afluentes o rio Cabreiro e o rio Ázere.

A bacia hidrográfica do rio Vez enquadra também dois importantes sítios protegidos ao nível Nacional (Figura 3.2) sendo eles o Parque Nacional da Peneda Gerês e Corno de Bico. O Parque Nacional da Peneda Gerês (PNPG) ocupa 14,3 % da área de estudo e a paisagem protegida de Corno de Bico ocupa cerca de 0,4% da bacia. Para além das áreas protegidas já mencionadas, a bacia hidrográfica do rio Vez, apresenta também figuras de condicionamento da utilização do solo como é o caso da Reserva Agrícola Nacional (RAN) e a Reserva Ecológica Nacional (REN), a Rede Natura 2000 e regimes de propriedades florestais (baldios e privados). A área total ocupada pela RAN é de 7,1 % da bacia, já a REN apresenta uma totalidade de ocupação quase equivalente a 50 % da área da bacia.

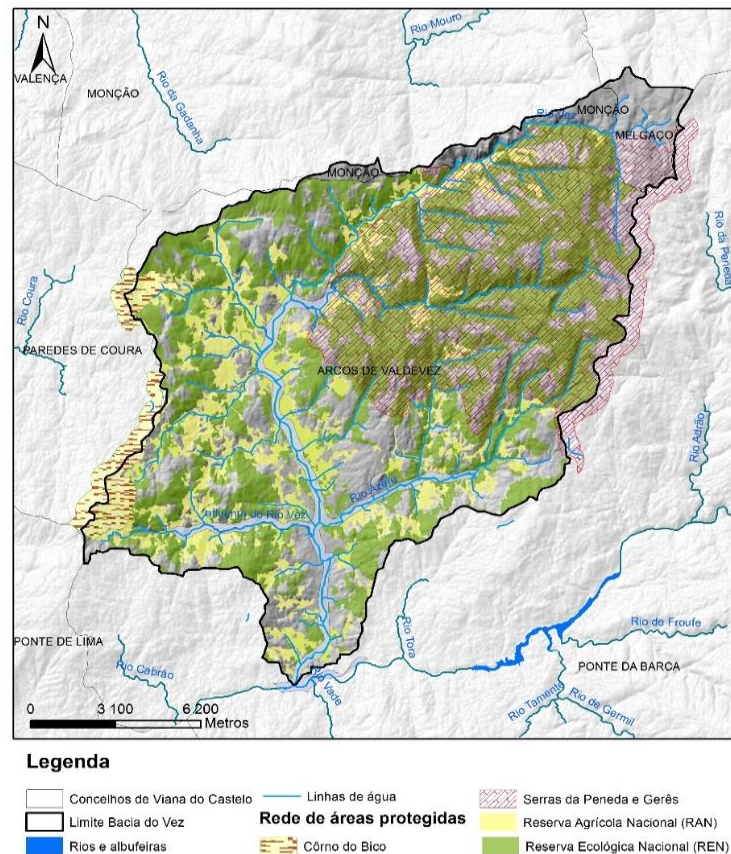


Figura 3.2 - Sítios protegidos da área de estudo.

3.1.1 Caracterização do clima Bacia Hidrográfica do Rio Vez.

A precipitação a que está sujeita a bacia hidrográfica do Vez (Figura 3.3), corresponde a uma precipitação mediterrânica, tendo uma distribuição que varia entre os 1600 mm até aos 2800 mm.

A precipitação em termos quantitativos, vai aumentando ligeiramente à medida que a altitude da bacia aumenta também. Estes aumentos de altitude resultam na condensação de massas de ar húmido.

A distribuição da precipitação encontra-se homogeneizada em três grupos, sendo eles precipitações entre os 1600 – 2000 mm, precipitações entre 2000 – 2400 mm e precipitações entre 2400 – 2800 mm. Como se pode verificar pela figura 3.3, a maior distribuição de precipitação média anual corresponde ao grupo entre os 2000 e os 2400 mm.

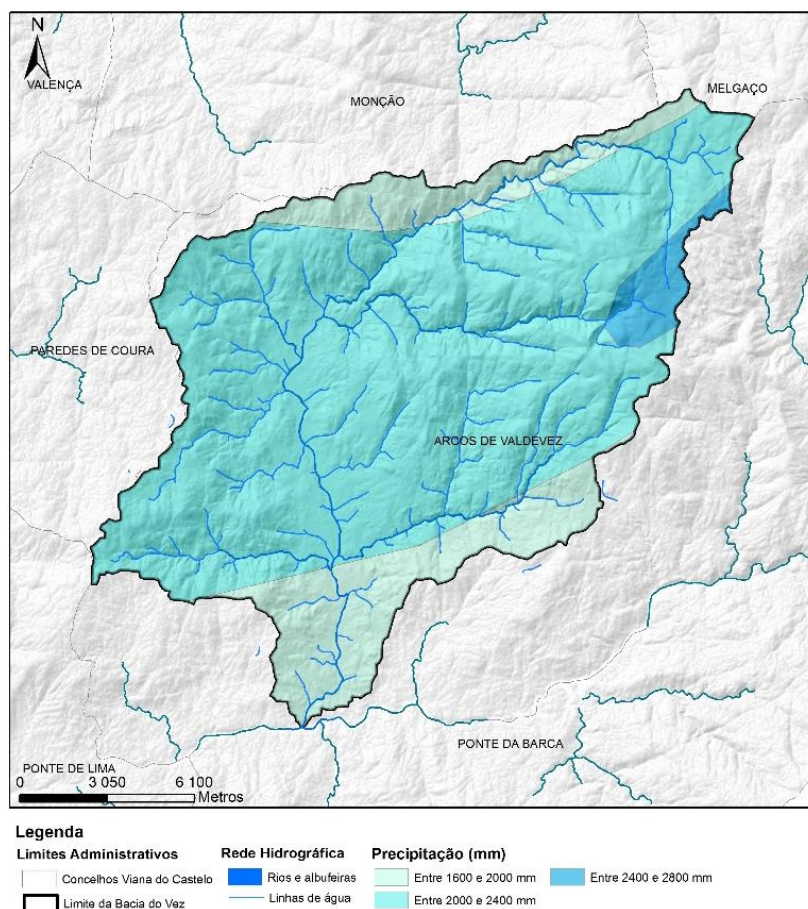


Figura 3.3 - Precipitação média anual (mm) na bacia hidrográfica do rio Vez.

No que diz respeito à humidade relativa média anual da bacia (Figura 3.4a), 49,5 % da área de estudo apresenta uma humidade superior a 85% e próximo destes valores encontra-se também nas áreas altitudes mais baixas (menor cota) da bacia uma humidade entre os 80 e os 85%, representando cerca de 49,2% da área da bacia.

Relativamente ao tempo de geada (Figura 3.5b), observa-se que 72% da área de estudo apenas está sujeita a 1 mês de geada anualmente, localizando-se na zona oeste e de menor cota da bacia. Na zona de cotas mais altas (Nordeste), observa-se cerca de 3% da área com tempos de geada anual entre 2 e 3 meses.

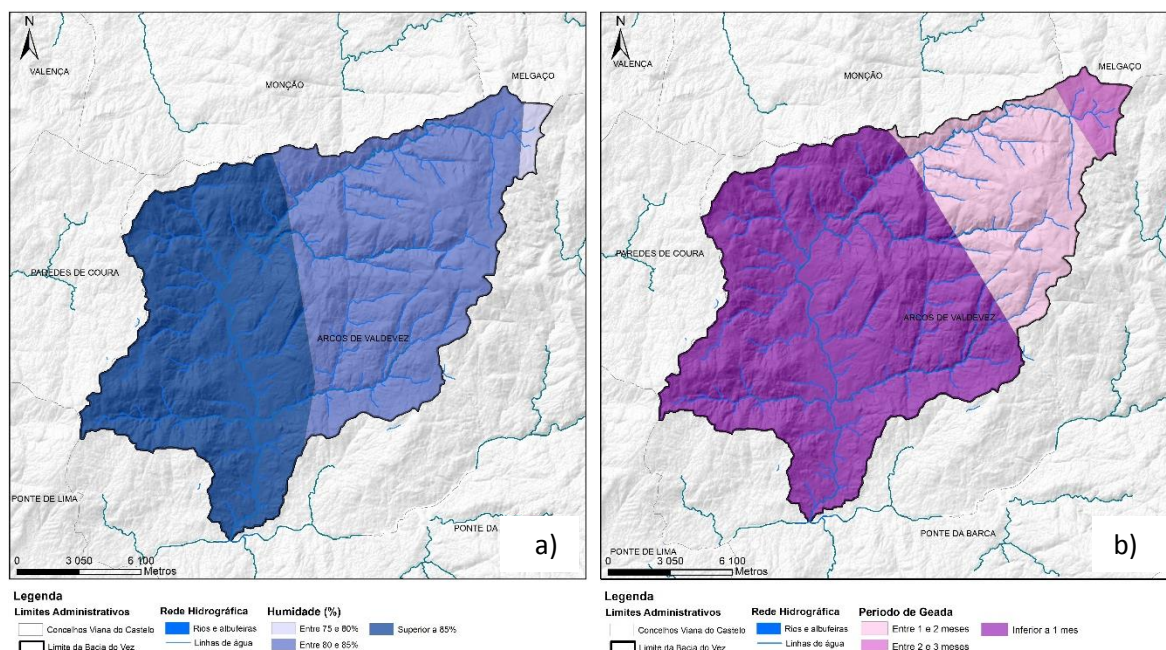


Figura 3.4 - Humidade relativa média anual (%) a) e período de geada média anual (meses) b) da bacia hidrográfica do rio Vez.

A insolação média anual (Figura 3.5) corresponde ao número de horas de sol descoberto. Na área de estudo o número de horas de sol descoberto varia entre menos de 1800 a 2500 horas médias anuais. A insolação nesta área é menor em altas altitudes e vai aumentando consoante a altitude vai diminuindo e o relevo vai suavizando.

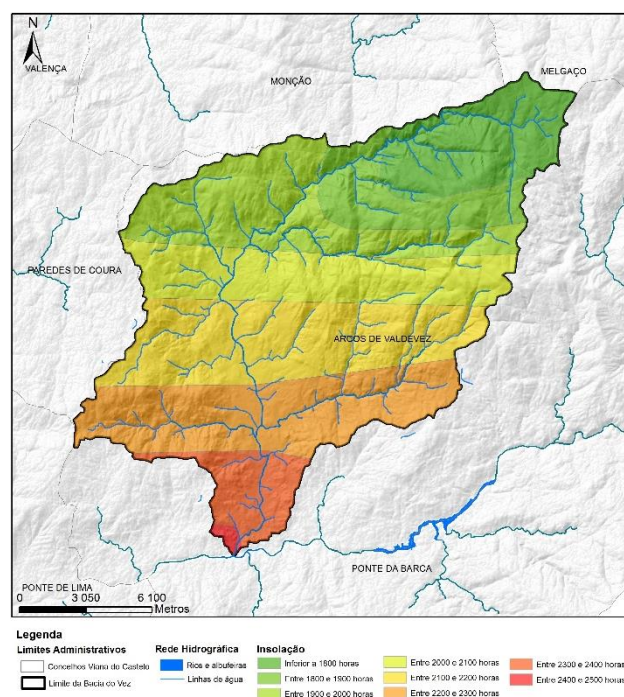


Figura 3.5 - Insolação média anual (horas) da bacia hidrográfica do rio Vez.

3.1.2 Geologia e aptidão dos solos

Os solos da área de estudo, classificam-se em 4 classes diferentes, sendo elas: Antrossolos (AT), Fluvissolos (FL), Leptossolos (LP) e Regossolos (RG) (Quadro 3.1).

Quadro 3.1 - Definição da classificação de solos da bacia hidrográfica do Vez.

Classificação	Definição
Antrossolos (AT)	Solos nos quais as atividades humanas provocaram profundas modificações das características originais através da remoção ou perturbação de horizontes superficiais, alteração na sequência da camadas, cortes ou enchimentos, adições seculares de materiais orgânicos, rega continuada durante longos períodos, etc.
Regossolos /RG)	Solos de materiais não consolidados, com exceção de materiais com propriedades flúvicas ou de textura grosseira ou muito pedregosa, não tendo horizontes de diagnóstico além de um A ócrico ou úmbrico e sem propriedades hidromórficas a menos de 50 cm da superfície.
Fluvissolos (FL)	Solos desenvolvidos a partir de matérias aluvionares, com propriedades flúvicas e sem horizontes de diagnóstico além de um horizonte A ócrico, mólico ou úmbrico ou um H, hístico.
Leptossolos (LP)	Solos limitados por rocha contínua dura e coerente a partir de menos de 50 cm de profundidade, ou solos de material não consolidado muito pedregoso, tendo menos de 20 % de terra fina até 125 cm de profundidade.

Fonte: Martins e Lourenço, 2012

Como se pode observar pela figura 3.6 o tipo de solos que predomina nesta área são os Regossolos representando uma percentagem de 64,5% da área de estudo, seguidamente observam-se os Antrossolos com 23,4%. O tipo de solos que se encontra em pequenas proporções ao longo bacia são os Fluvissolos com 2,6% e os Leptossolos que apresentam uma percentagem de ocupação de 2,6%.

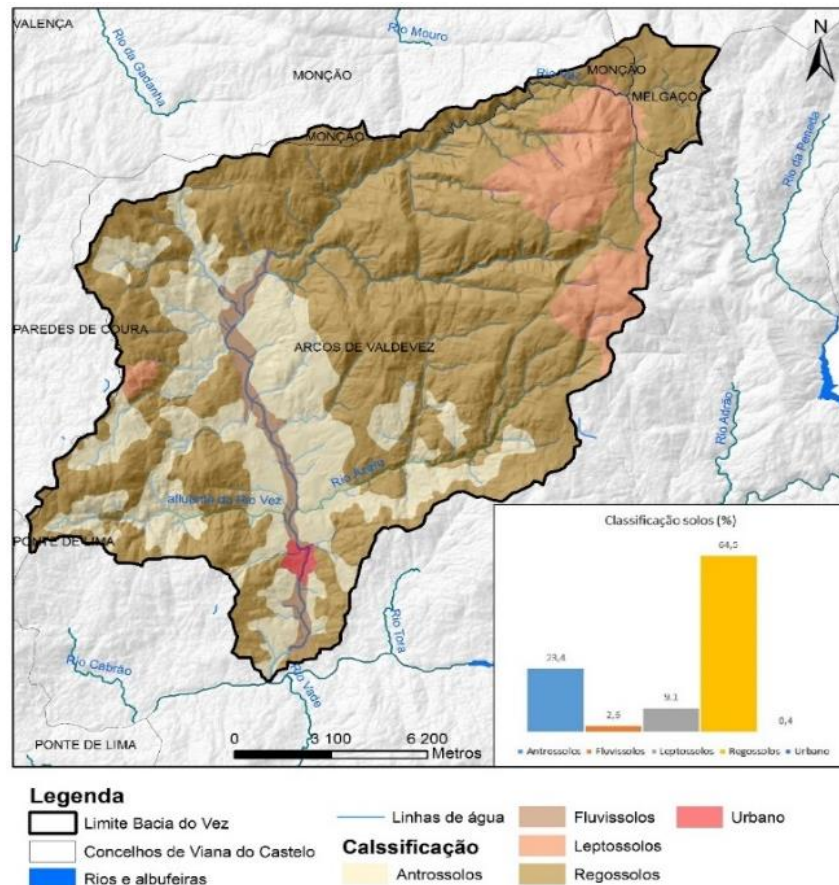


Figura 3.6 - Classificação dos solos da Bacia Hidrográfica do Vez.

No que diz respeito à aptidão do solo (Figura 3.7), esta relaciona-se diretamente com fatores de erodibilidade, declives do terreno, tipos de solo e com a ocupação e uso do solo. Deste modo, a aptidão agrícola, apresenta-se favorável junto ao rio Vez, concluindo que em baixos declives esta se adapta melhor. Outro fator importante a salientar é que a aptidão agrícola localiza-se em Antrossolos, pois são estes que apresentam uma menor erodibilidade, quando sujeitos a fatores que o desencadeie ou quando sujeitos a manipulação humana.

A aptidão florestal é inexistente em áreas que apresentam alto risco de erodibilidade, sendo posteriormente e como seria de esperar elevada junto à margem do rio Vez. Nesta bacia a aptidão moderada coincide em quase todas as áreas com a aptidão agrícola moderada, sendo neste caso possível a introdução de espécies quer agrícolas quer espécies florestais.

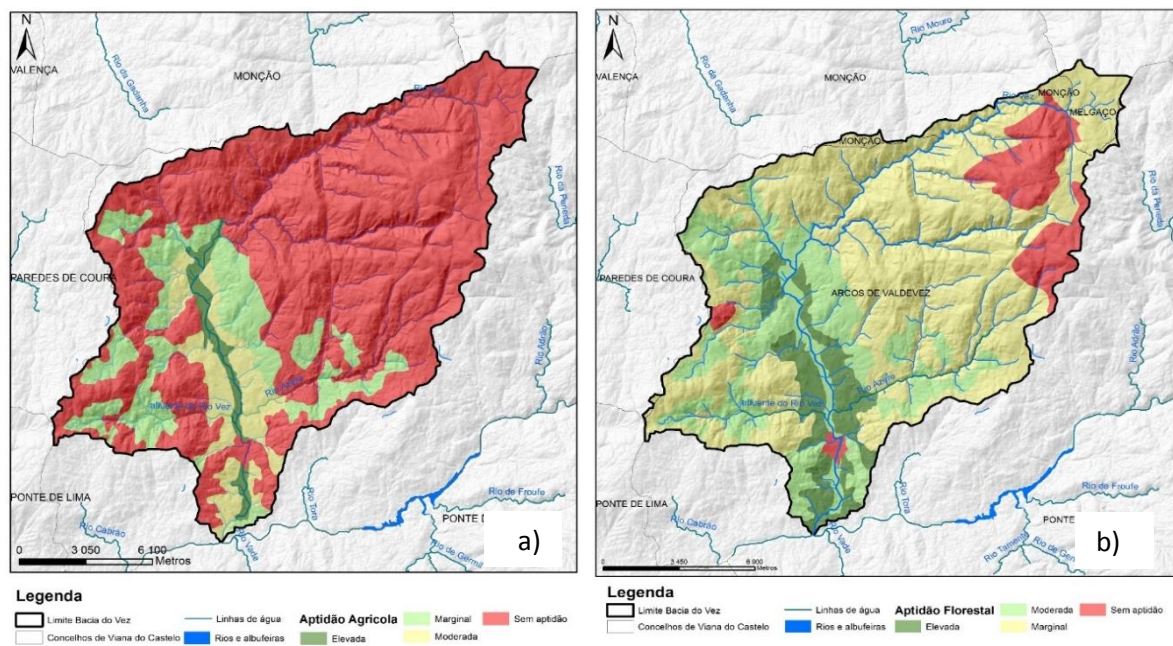


Figura 3.7 - Aptidão agrícola da bacia hidrográfica do Vez a); aptidão florestal da bacia hidrográfica do Vez b).

3.1.3 Evolução da ocupação e uso do solo

A área de estudo é composta predominantemente por espaços seminaturais, caracterizados por vegetação arbustiva e herbácea [I] e áreas sem ou com pouca vegetação [J]. A categoria I e J em conjunto apresentam uma totalidade de ocupação de 54% em 1990, 55% em 2000 e 56% em 2012 (Figura 3.8, Figura 3.9). A evolução e expansão de áreas seminaturais acontecem devido à contínua propagação da erosão dos solos por agentes erosivos e aos incêndios florestais substituindo os espaços florestais por espaços incultos e improdutivos, assim como por estes se encontrarem em altitudes elevadas e com declives acentuados com fracos acessos, originando o seu abandono.

Junto à localização do rio Vez e das grandes manchas urbanas [U], observa-se ocupação do solo agrícola, mais precisamente culturas anuais [C], que contudo tem vindo a diminuir ao longo do tempo, descendo dos 19,60% em 1990 para 16,55% em 2012. A estas áreas estão associadas culturas de bordadura, isto é, vinha [V] representando aproximadamente 0,5% do território. As culturas anuais, vinha e pomar, distribuem-se junto às linhas de água e das manchas urbanas devido às baixas altitudes e declives suaves e à presença de melhores acessos (Rede Viária) entre as áreas agrícolas e as habitações.

Os espaços florestais são ocupados predominantemente por pinheiro [P] e carvalho [Q] representando em conjunto cerca de 19% de ocupação do solo ao longo dos 3 anos de análise. Observa-se uma pequena perda de pinheiro (cerca de 0,9%) no intervalo de tempo de 1990-2012 e um ligeiro aumento de carvalho (cerca de 0,5%). Para além destes, denota-se um crescimento de florestas mistas e de folhosas de 0,71% para 1,86%, no intervalo de tempo de 1990 para 2012.

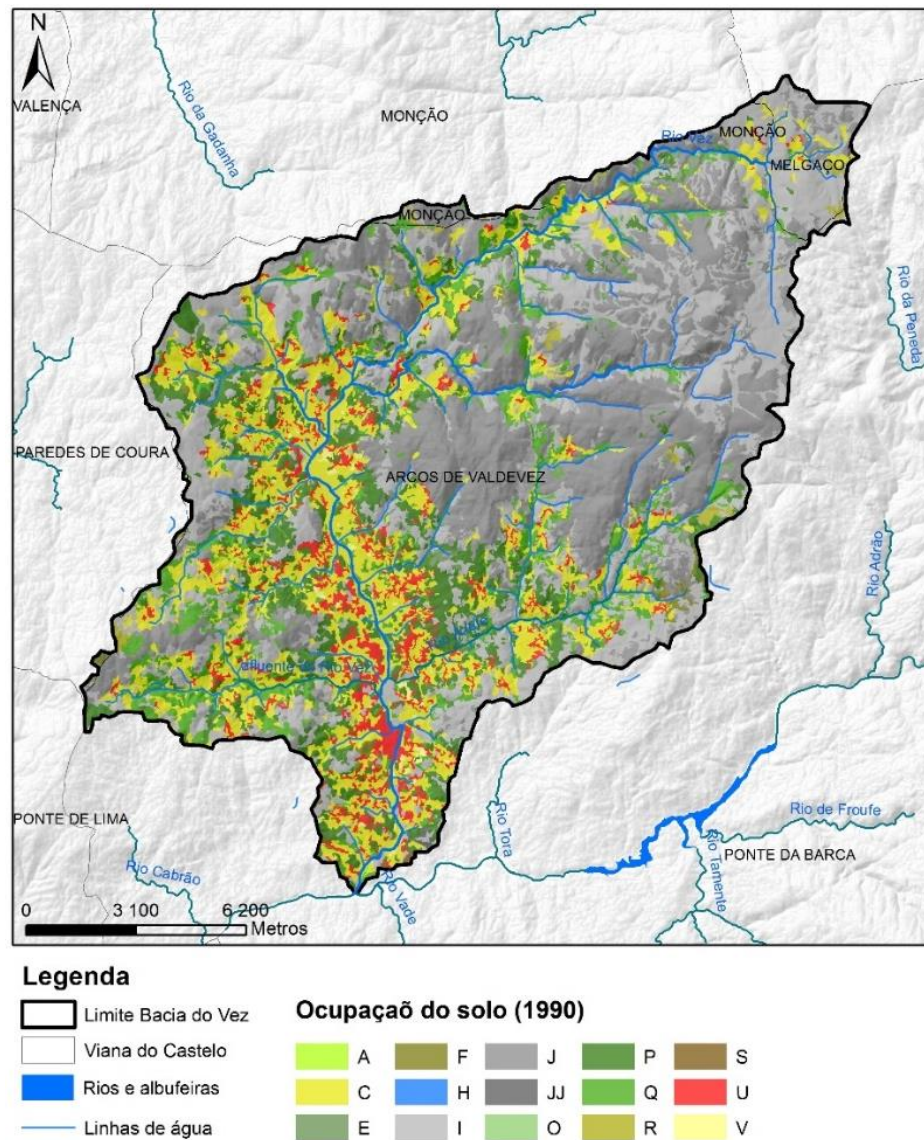
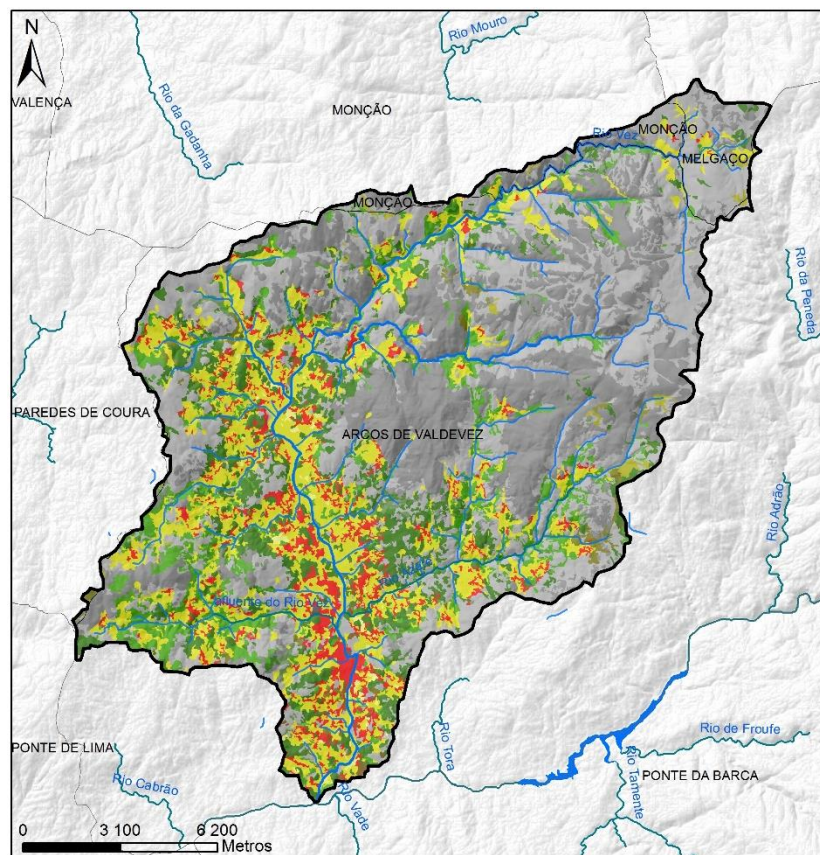


Figura 3.8 - Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do Vez no ano de 1990.

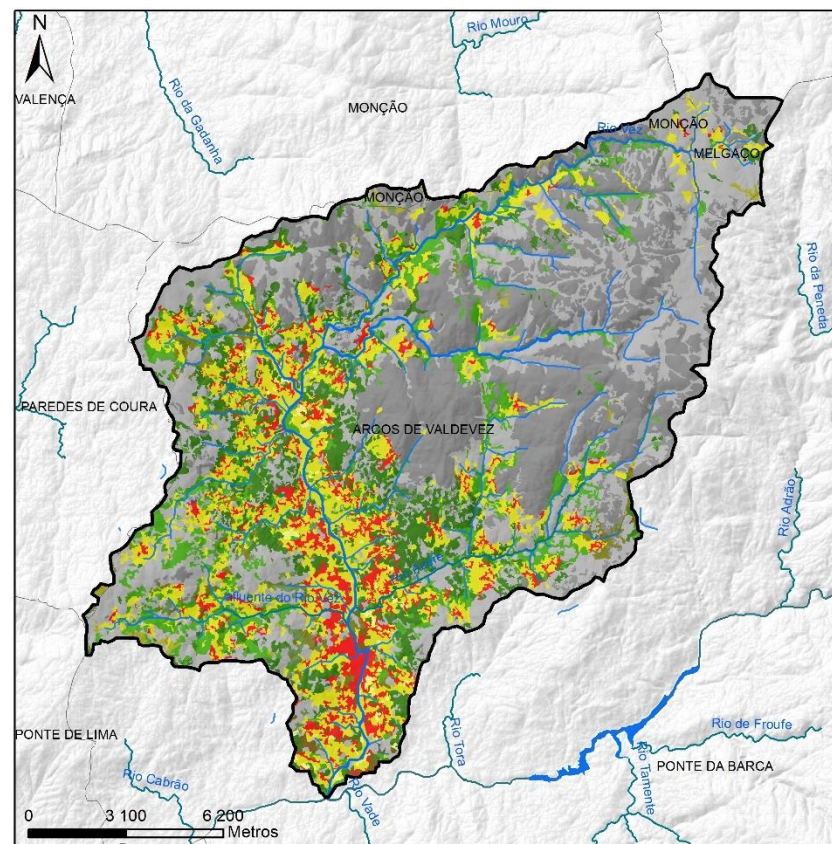


Legenda

- Limite Bacia do Vez
- Concelhos de Viana do Castelo
- Rios e albufeiras
- Linhas de água

Ocupação do solo (2000)

- | | | | | |
|--|--|---|--|--|
| A | F | J | P | S |
| C | H | JJ | Q | U |
| E | I | O | R | V |



Legenda

- Limite Bacia do Vez
- Concelhos de Viana do Castelo
- Rios e albufeiras
- Linhas de água

Ocupação do solo (2012)

- | | | | | |
|--|--|---|--|--|
| A | F | J | P | S |
| C | H | JJ | Q | U |
| E | I | O | R | V |

Figura 3.9 - Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio Vez dos anos 2000 e 2012.

Ao longo da série temporal (12 anos), observa-se pela figura 3.10 que as áreas de pomar [A], aumentaram ligeiramente de 1990 para 2012, assim como da cultura da vinha [V]. Para além destas, verifica-se também nesta bacia um aumento do urbano e infra-estruturas urbanas ao longo do tempo. Nas diferentes categorias analisadas da ocupação e uso do solo, destacam-se as áreas de vegetação arbustiva e herbácea [I], assim como as áreas sem ou com pouca vegetação [J] que do ano 2000 para o ano 2012, oscilaram.

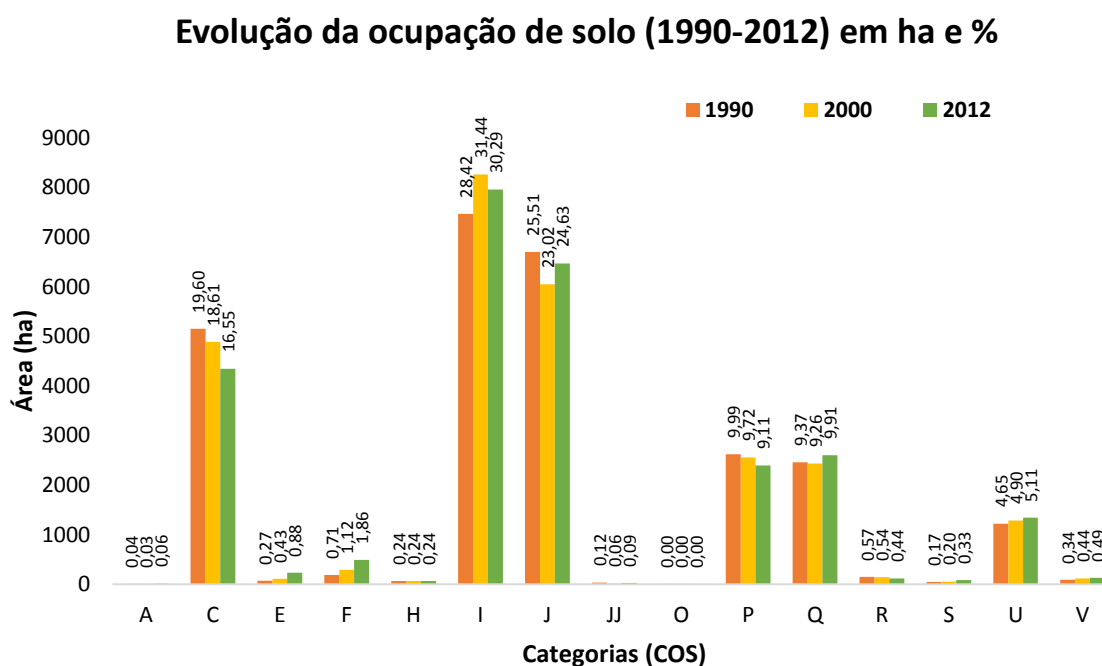


Figura 3.10 - Evolução da ocupação do solo na bacia hidrográfica do Vez ([A] – Pomar; [C] – Culturas anuais; [E] – Eucalipto; [F] – Folhosas; [H] – Água; [I] – Incultos; [J] – Áreas descobertas sem ou com pouca vegetação; [JJ] – Rocha nua; [O] – Oliveira; [P] - Pinheiro; [Q] – Carvalho; [R] – Outras Resinosas; [S] – Infraestruturas e equipamentos; [U] – Urbano; [V] – Vinha).

3.2 Informação geográfica

Para a elaboração deste projeto foi necessário recolher informação de base cartográfica das mais diferentes temáticas. Neste sentido, os dados recolhidos e o tratamento dos mesmos foram efetuados para cumprir com todas as metas estabelecidas. Toda a informação recolhida foi disponibilizada pelo gabinete de Informação Geográfica da ESA-IPVC, estando sistematizada no quadro 3.2. O sistema de coordenadas utilizado para gerar a informação necessária ao desenvolvimento do projeto foi o sistema ETRS89_PT-TM06.

Quadro 3.2 - Informação de base reunida e produzida.

Informação Geográfica	Formato	Resolução/Escala	Fonte
Informação de Base			
Limites administrativos	Vetorial	1:25 000	IGeoE
Toponímia	Vetorial	1:25 000	IGeoE
Rede viária	Vetorial	1:25 000	IGeoE
Rede hidrográfica	Vectorial	1:25 000	DGT
Altimetria e Cartografia Associada			
MDT	Raster	25 m	IGeoE
Carta de Solos e Aptidão da Terra			
Classificação de Solos	Vetorial	1:100 000	DRAEDM
Aptidão Agrícola e Florestal			
Cartografia de parâmetros climáticos			
Normais climatológicas	Raster	200 m	IPMA
Sistema Nacional de Áreas Protegidas			
Áreas protegidas	Vetorial	1:100 000	ICNF
RAN e REN	Vetorial	1:10 000	ICNF
Cartografia de ocupação do solo			
COS – 1990, 2000 e 2012	Vetorial	1:25 000	IPVC

3.3 Avaliação dos fatores climáticos na bacia hidrográfica do rio Vez

A elevação da temperatura ocasiona uma maior pressão de saturação do vapor, fazendo com que o ar adquira uma capacidade adicional de conter vapor de água e a radiação solar corresponde ao principal fator que influencia a evapotranspiração.

Deste modo, um fator importante na avaliação de Evapotranspiração potencial, ET_p, compreende as oscilações meteorológicas, como é o caso da radiação solar incidente (MJ. m⁻². d⁻¹) e das diferentes temperaturas (°C) (temperatura mínima, máxima e média).

As avaliações e comparações meteorológicas serão feitas através das médias mensais das normas climatológicas do Instituto Português do Mar e da atmosfera (IPMA) dos anos 1971 a 2000, isto é avaliações de temperaturas e precipitações médias mensais de 29 anos.

Chama-se valor normal de um elemento climático num local ao valor médio correspondente a um número de anos, suficiente para se poder admitir que ele representa o valor predominante daquele elemento, no local considerado. Para que os dados sobre o clima sejam compatíveis e comparáveis nas diversas regiões do planeta, a OMM definiu um intervalo de tempo de 30 anos como padrão para o cálculo das normais climatológicas, o que se admite que seja suficiente para que, na média dos valores, sejam filtradas as flutuações de menor escala temporal, como por exemplo, a variabilidade interanual (Chazarra, 2011)

Os cálculos dos valores das normais climatológicas seguem as recomendações estabelecidas pela OMM no que diz respeito aos procedimentos de validação da

informação meteorológica e aos critérios a adotar em situações de ausência de dados. No caso das séries da rede nacional de Portugal, esse processo foi efetuado e foram consideradas todas as séries que tivessem pelo menos um período de 20 anos sem falhas (Chazarra, 2011)

Os resultados apresentados posteriormente, seguem as definições adotadas internacionalmente para as estações do ano, em termos climatológicos, em que o Inverno inclui os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, a Primavera inclui Março, Abril e Maio, o Verão inclui Junho, Julho e Agosto e o Outono inclui Setembro, Outubro e Novembro (Chazarra, 2011).

3.4 O método de estudo

O cálculo de evapotranspiração pode realizar-se recorrendo a equações aplicáveis em diversas escalas temporais e variando no grau de complexidade e precisão. Destaca-se a equação de Penman-Monteith, pois é o processo mais usual e mais preciso para o cálculo da evapotranspiração, ET_p .

Apesar do método de Penman-Monteith – PM, ser bastante satisfatório, alguns problemas para o desenvolvimento do mesmo ocorrem, nomeadamente restrições relativas às condições de aplicação e dificuldades em obter resistências de superfície, necessárias à aplicação do modelo, como é o caso da velocidade do vento a 2 m, temperatura do ar a 2 m de altura, pressão saturada de vapor, défice de pressão de vapor, entre outros.

Deste modo, optou-se por trabalhar com um outro método também conhecido pela sua simplicidade e precisão, sendo ele o método de Hargreaves-Samani (HS).

Hargreaves e Samani (HS) desenvolveram uma equação simples que apenas necessita de dados de entrada como radiação solar e temperatura, mais precisamente Temperatura máxima (T_{max}), Temperatura mínima (T_{min}) e Temperatura média (T_{med}) (Silva et al., 2010).

A equação de Hargreaves – Samani pode ser expressa da seguinte forma (Shahidian et al., 2011):

$$ET_p = 0,0023 \cdot Ra (T_{max} - T_{min})^{\frac{1}{2}} \cdot (T_{med} + 17,8) \quad [\text{Equação 3.1}]$$

Onde a Ra corresponde à radiação extraterrestre (mm/d^{-1}), a T_{max} , corresponde à temperatura máxima ($^{\circ}\text{C}$), a T_{min} , corresponde à temperatura mínima e a T_{med} , corresponde à temperatura média ($^{\circ}\text{C}$).

Para o cálculo da temperatura média aplica-se a seguinte equação (Shahidian et al., 2011):

$$T_{med} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad [\text{Equação 3.2}]$$

3.4.1 Aplicação do método Hargreaves

A aplicação do método de Hargreaves, como já referido, apresenta como dados de entrada temperaturas máximas, mínimas e médias e radiação solar. Para aplicar na prática este modelo, utiliza-se como ferramenta de apoio ao cálculo e à espacialização na área de estudo do modelo o *software* ArcGIS 10.2.2.

Os dados de entrada correspondem às médias mensais das normais climatológicas do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA) dos anos de 1971 a 2000, assim como a média anual deste conjunto de 29 anos.

Através do *software* ArcGIS, introduzem-se as variáveis das médias mensais com o auxílio da ferramenta *raster calculator*, que permite criar e executar uma expressão, produzindo um *raster*, obtendo após a aplicação da fórmula do método Hargreaves, cartas de ETp médias mensais (ETp_NC) da bacia hidrográfica do rio Vez (Figura 3.11).

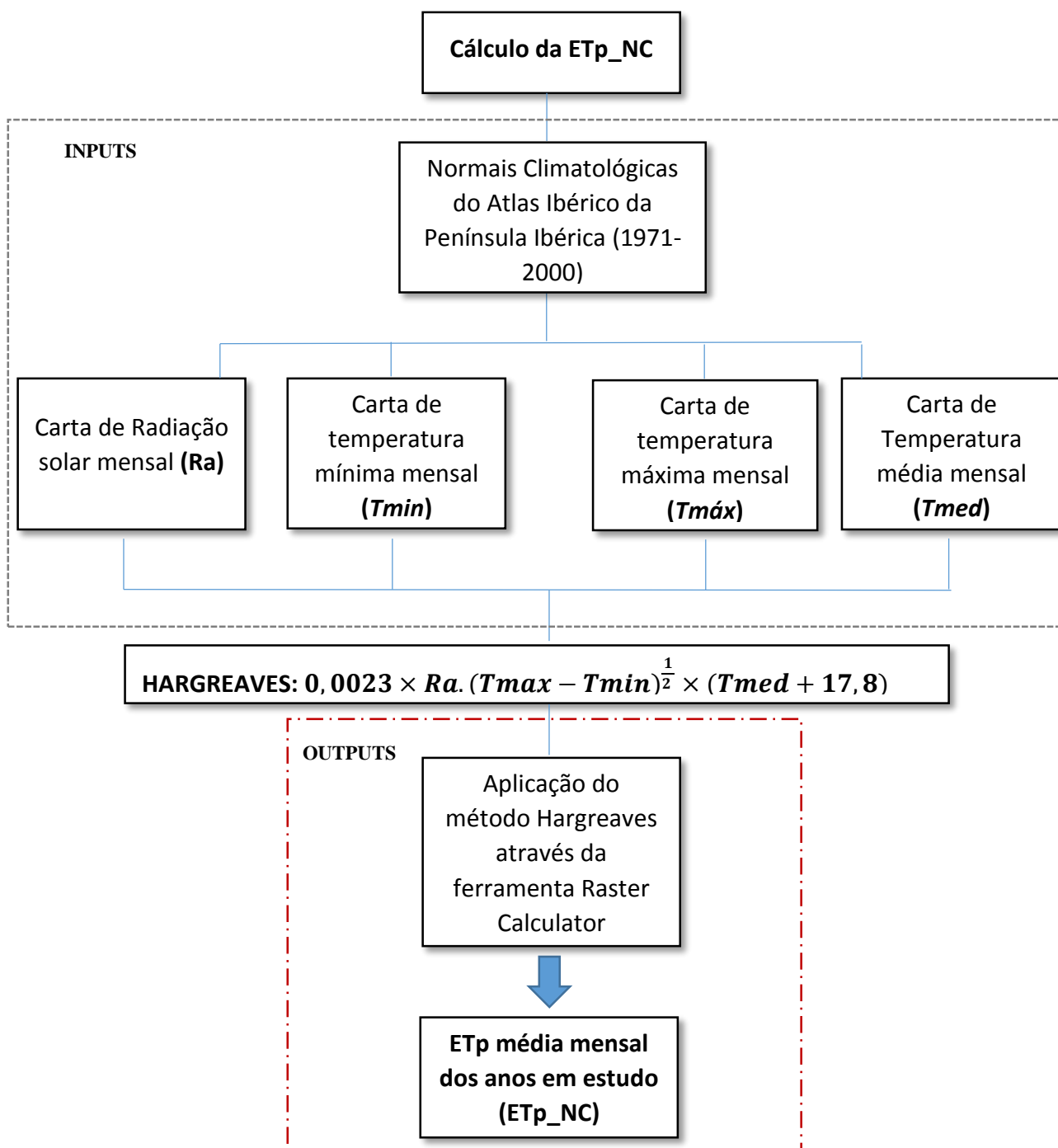


Figura 3.11- Diagrama de fluxo da metodologia aplicada para o método Hargreaves na bacia hidrográfica do rio Vez.

Para uma melhor agilidade no cálculo da ETp, elaborou-se com o auxílio do diagrama de fluxo da figura 3.11, um modelo de geoprocessamento (ModelBuilder) no *software* ArcGIS (Figura 3.12), onde apenas se introduzem as variáveis de entrada (inputs) a considerar para o modelo de estudo, calculando automaticamente e elaborando a saída gráfica para cada conjunto de dados de entrada aplicados no modelo, resultando a ETp (mm/mês) média mensal (ETp_NC) entre os anos de 1971 a 2000.

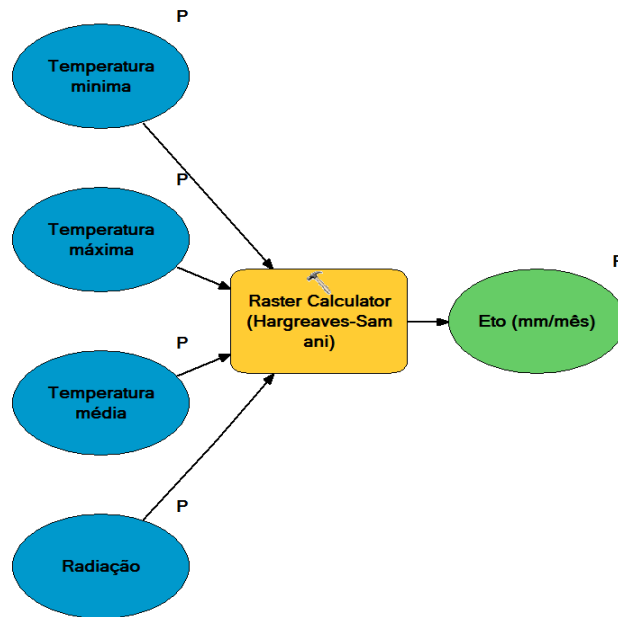


Figura 3.12 - Modelo de Geoprocessamento para o cálculo da ETp pelo método Hargreaves - Samani (HS).

Após o cálculo da ETp, recolhem-se os valores máximos e mínimos da ETp dos doze meses do ano, criando um gráfico para observar as oscilações e evolução da ETp_NC ao longo dos anos.

3.5 Influência das alterações climáticas na evapotranspiração potencial (Cenários segundo o IPCC)

As alterações climáticas previstas a nível global terão um impacto significativo em Portugal Continental e nas Regiões Autónomas, exigindo, a médio e longo prazo, medidas de adaptação que permitam a educação do risco, quer a nível global quer a nível individual, na planificação das atividades e do investimento futuro (IPMA, 2015).

Segundo o relatório do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC), os resultados relativos à temperatura dos últimos 150 anos, identificam anomalias em relação à normal de referência 1961-90. Na figura 3.13 encontram-se representadas as mudanças de temperatura global média para um cenário de baixas emissões (RCP2.6) e para um cenário de elevadas emissões (RCP8.5), quer para mudanças de temperatura global média quer para níveis aproximados pré-industriais. Segundo o 2º grupo de trabalho do IPCC (o grupo que produziu o relatório “Alterações Climáticas 2014: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade”) a temperatura média global em 2100

relativamente às temperaturas de 1850-1900, terá um acréscimo para o cenário de baixas emissões entre 0,9 °C e 2,3 °C, e para o cenário de elevadas emissões compreende valores acrescidos de 3,2 °C e 5,4 °C (LPN, 2014; IPMA, 2015).

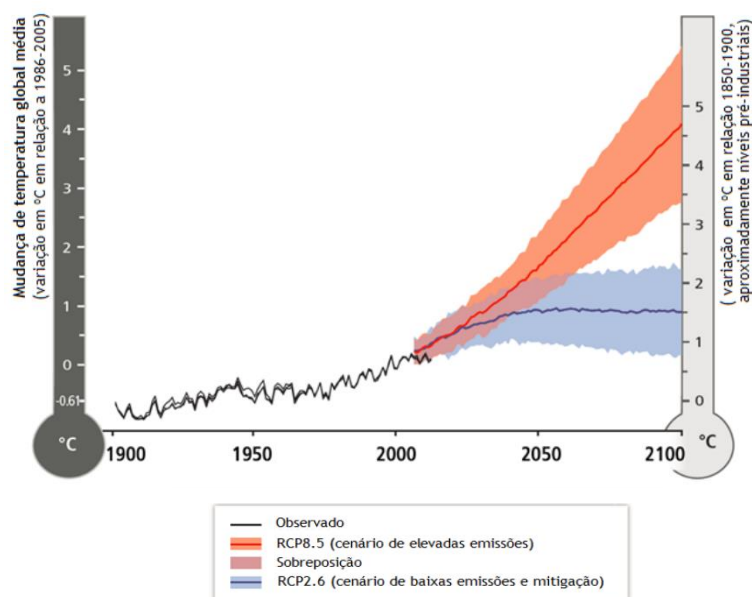


Figura 3.13 - Mudança de temperatura global média para um cenário de baixas emissões e para um cenário de elevadas emissões (IPCC, 2014).

Com base na observação e análise do gráfico da figura 3.13 e seguindo a metodologia aplicada nos Serviços de Clima desenvolvidos pelo IPMA para Portugal Continental, onde foram desenvolvidos cenários de evolução das anomalias de temperatura e precipitação em relação às normais climatológicas de 1961-90 para os períodos de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (IPMA; 2015), ponderaram-se 3 cenários não para um conjunto de 29 anos, mas para 3 datas diferentes, no que diz respeito às mudanças de temperatura global média (Figura 3.14).

Os cenários compreendem as datas de 2025, 2050 e 2100, datas estas que se enquadram com as previsões do relatório anual do IPCC. A análise destes cenários e do aumento da temperatura média global, permite avaliar de que forma a evapotranspiração potencial está diretamente relacionada com a temperatura e avaliar como a ETp varia consoante as alterações climáticas e com a ocupação do solo.

No que diz respeito aos cenários (Quadro 3.3), o cenário 1 corresponde ao aumento mínimo da temperatura global para os três anos e após a análise do gráfico de mudanças de temperatura global média (Figura 3.13), percebeu-se que o aumento de temperatura será de 0,6 °C para o ano de 2025, 0,9 °C para o ano 2050 e 0,9 °C para 2100.

O cenário 2 correspondente ao aumento máximo da temperatura global, onde a temperatura irá aumentar cerca de 0,7 °C para o ano 2025, 1,6 °C para o ano 2050 e em 2100 aumentará cerca de 4,1 °C. Este cenário representa um caso extremo no que diz respeito ao aumento de temperatura média global.

O cenário 3 corresponde à variação mensal do aumento da temperatura global, aplicando para as estações de outono e inverno as temperaturas consideradas no cenário 1 para o ano correspondente e nas estações de primavera e verão são consideradas as temperaturas do cenário 2 também para o mesmo ano correspondente. Este método apresenta a variação da temperatura da seguinte forma devido ao fato de que estas temperaturas podem não variar ao longo do ano linearmente, isto é, poderão não variar apenas num aumento mínimo ou num aumento máximo, logo supõe-se que em situações de variação de temperatura é importante perceber que esta poderá apenas aumentar de forma mínima nos meses de menor suscetibilidade térmica (outono e inverno) e aumentar de forma extrema nos meses mais quentes (primavera e verão).

Quadro 3.3 - Cenários de variação de temperatura para os anos 2025, 2050 e 2100.

Cenário 1 (ETp_C1)												
Aumento mínimo da temperatura global												
Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2025							0,6					
2050							0,9					
2100							0,9					
Cenário 2 (ETp_C2)												
Aumento máximo da temperatura global												
Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2025							0,7					
2050							1,6					
2100							4,1					
Cenário 3 (ETp_C3)												
Variação mensal do aumento da temperatura global												
Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2025	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6
2050	0,9	0,9	0,9	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	0,9	0,9	0,9
2100	0,9	0,9	0,9	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	0,9	0,9	0,9

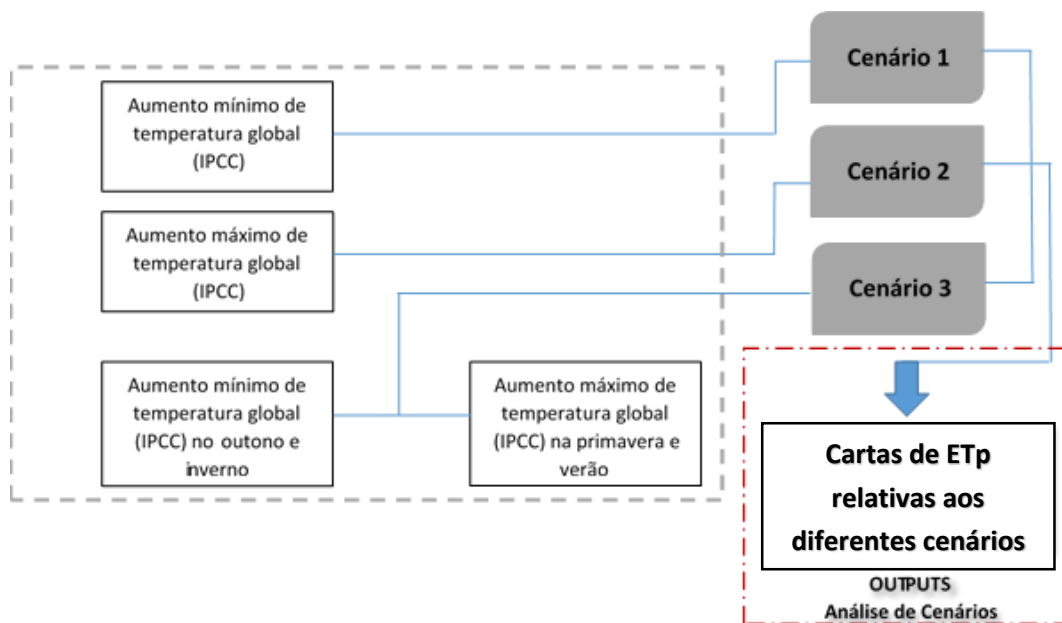


Figura 3.14 - Diagrama de fluxo da metodologia aplicada no desenvolvimento de cenários segundo o IPCC, na bacia hidrográfica do rio Vez.

A aplicação destes cenários (Figura 3.14 – análise de cenários), possibilita obter cartas de evapotranspiração potencial comparativas em relação à evapotranspiração potencial calculada a partir das normais climatológicas do IPMA e para além disso, permite estudar a variação da mesma a partir da atualidade para o futuro.

3.6 Análise de componentes principais (ACP) na evapotranspiração potencial

A caracterização dos padrões espaciais da evapotranspiração potencial e a identificação dos sistemas responsáveis por esses padrões são de suma importância. Para isso utilizou-se uma técnica estatística (Análise de Componentes Principais - ACP) para auxiliar na análise do fenómeno de evapotranspiração potencial com a influência da temperatura média global.

A Análise de Componentes Principais, também conhecida como a Transformação de Karhunen-Loève ou de Hotelling, é uma técnica matemático-estatística que visa reduzir um conjunto de dados criando componentes, chamados de principais. Em termos muito reduzidos, a Análise de Componentes Principais é uma técnica Matemático-Estatística que pretende eliminar a redundância existente entre um grupo de variáveis criando outras, por meio de uma combinação linear entre elas. Essas novas variáveis criadas sintetizam a maior variabilidade dos dados originais, são correlacionadas entre si e são ordenadas

segundo a proporção da variância que podem explicar. Os objetivos desta técnica são a criação de novas variáveis em número reduzido, que consigam expressar de modo satisfatório a informação contida no conjunto original de dados, reduzir a dimensão do problema em estudo e eliminar algumas variáveis originais, caso não contribuam o suficiente para o estudo (Alencar, 2009).

Através dos resultados obtidos a partir do cenário 3 (variação anual do aumento de temperatura global), criam-se grupos homogêneos relativos à evapotranspiração potencial para cada ano correspondente a esse mesmo cenário, sendo depois comparado com a ETp mensal calculada pelas normais climatológicas (ETp_NC) (Figura 3.14).

Para auxiliar a realização de grupos homogêneos, aplica-se a ferramenta Principal Component Analysis (PCA) no *software* ArcGIS. Esta ferramenta no que diz respeito ao *software* SIG, permite a execução de análises de componentes principais num conjunto de bandas raster e gera um único raster multibandas como saída. O valor especificado para o número de componentes principais, determina o número de bandas de componentes principais no raster de saída, sendo aplicado para este estudo cerca de 3 componentes principais.

Cada componente principal representa uma combinação linear de todas as variáveis originais e o valor da variância de cada componente principal reflete a quantidade de informação que essa componente explica, logo a componente 1 terá um valor percentual superior à componente 2 e 3 (ESRI, 2014). Deste modo, será utilizado para análise de cada ano em estudo a componente principal 1, pois é a componente que apresenta uma percentagem de variância temporal superior.

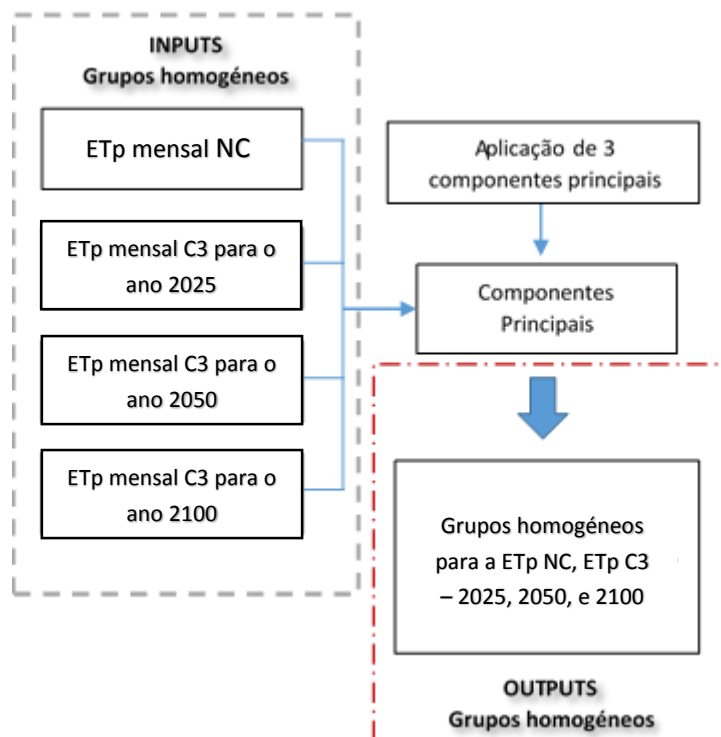


Figura 3.15 - Diagrama de fluxo da metodologia aplicada para o método Hargreaves e aplicação de cenários segundo o IPCC, na bacia hidrográfica do rio Vez.

Esta ferramenta identifica os grupos que ao longo da sequência mensal de ETp apresentam uma correlação entre si mais próxima consoante os 3 grupos definidos, identificando no final as áreas que correspondem à mesma homogeneidade ao longo do ano.

4. ANÁLISE DE RESULTADOS

Este capítulo apresenta os principais resultados obtidos com a análise da variação da temperatura da bacia hidrográfica do rio Vez, da análise da radiação solar, do processamento do método espaço-temporal do cálculo de evapotranspiração potencial (ETp) pelo método Hargreaves-Samani (HS), assim como a zonagem de áreas homogêneas de ETp.

4.1 Avaliação dos fatores climáticos na bacia hidrográfica do rio Vez

A temperatura do ar mede-se através de termómetros instalados em abrigos meteorológicos, com o reservatório a 1,5 m de altura do solo e os valores exprimem-se em graus Celcius (°C). Os valores médios de cada mês correspondem às médias dos valores máximos e mínimos diários observados da temperatura pelo Atlas Climático Ibérico.

Os valores de temperatura para a bacia hidrográfica do rio Vez variam regularmente ao longo do ano, atingindo como se pode verificar pelo gráfico da figura 4.1, valores máximos de temperatura no verão, mais precisamente nos meses de julho e agosto e valores mínimos no Inverno, isto é nos meses de janeiro e dezembro.

Os valores mínimos de temperatura mínima (Tmin_min), apresentam valores médios mensais mais baixos (< 0,0 °C), nos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro e valores mais altos nos meses de julho e agosto. Já os valores máximos de temperatura mínima (tmin_máx), apresentam valores médios mensais mais baixos nos meses de janeiro e dezembro e mais altos nos meses de julho e agosto. Os valores mínimos de temperatura mínima (Tmin_min) variam entre -2,3 °C e 9,2 °C e os valores máximos de temperatura mínima (Tmin_max) variam entre 4,7 °C e 16,5 °C.

Relativamente à temperatura máxima da bacia, esta apresenta valores mínimos de temperatura máxima (Tmax_min) mais baixos nos meses de janeiro e dezembro, correspondente ao inverno e temperaturas altas no verão, mais precisamente nos meses de julho e agosto. No que diz respeito aos valores máximos de temperatura máxima, esta apresenta maior evidência no verão, nos meses de julho e agosto. A temperatura máxima varia entre 6,1 °C e 25 °C no que respeita aos valores mínimos (Tmax_min) e no que respeita aos valores máximos (Tmax_max), varia entre 13,3 °C e 29 °C.

Os valores médios mensais mais baixos da temperatura média (Tmed_min), ocorrem nos meses de janeiro e dezembro, como seria de esperar e os mais altos correspondem aos meses de verão. A temperatura média mensal máxima (Tmed_max) reflete o mesmo processo evolutivo das temperaturas já analisadas, isto é valores mais baixos no inverno (janeiro e dezembro) e valores mais altos no verão (julho e agosto). As temperaturas médias variam em valores mínimos (Tmed_min) entre 1,9 °C e 17 °C e em valores máximos entre 9 °C e 21,8 °C.

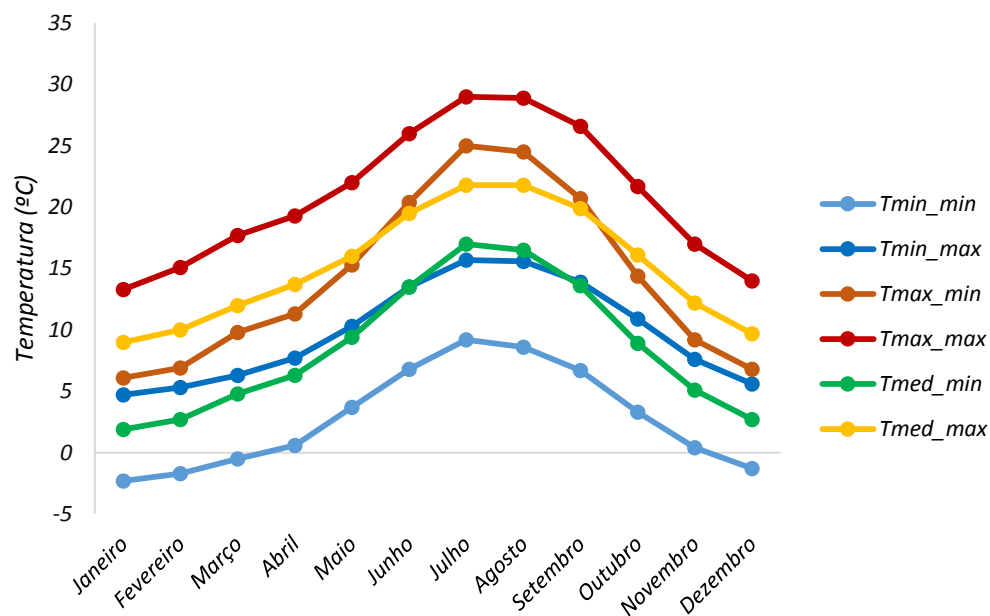


Figura 4.1 – Variação mensal das diferentes temperaturas (mínima, máxima e média) na bacia hidrográfica do rio Vez.

Em termos espaciais, a bacia hidrográfica do Vez apresenta elevações que variam entre os 0-50 m e os 1300-1600 m, correspondendo às zonas planas as áreas onde se localiza, o rio Vez, as áreas urbanizadas e de culturas. As zonas de elevada altitude correspondem às áreas de floresta e rocha, localizando-se mais precisamente a nordeste da bacia.

Sendo a nordeste da bacia a área que apresenta maiores altitudes, é de esperar que esta seja também a área que apresenta temperaturas mais baixas. O que se apura em termos espaciais é que esta evidencia acontece, visto que é a zona que apresenta temperaturas mais baixas (< 0,0 °C) no inverno e temperaturas amenas (< 26 °C) no verão (Figura 4.2).

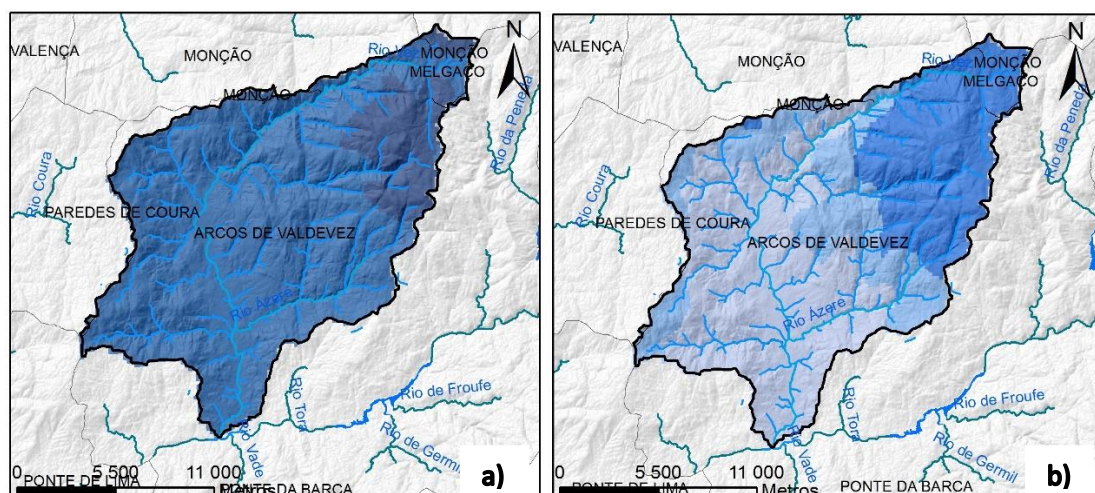


Figura 4.2 – Variação de temperatura mínima em janeiro (a) e agosto (b) respetivamente na bacia hidrográfica do Vez.

Na zona de vale do rio Vez, observam-se temperaturas mais elevadas quer no inverno quer no verão, devido à área em questão apresentar reduzidas elevações do território, estando sujeita a pressões atmosféricas menores (Figura 4.3).

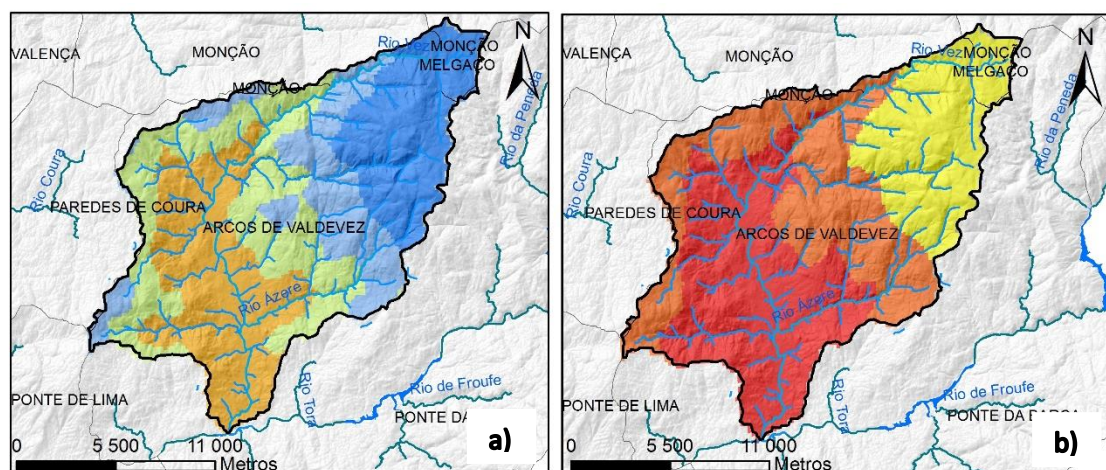


Figura 4.3 – Variação da temperatura máxima no mês de janeiro (a) e agosto (b) respetivamente na bacia hidrográfica do Vez.

A radiação é um forte componente de análise para o estudo da ETp, pois é importante observar como esta se comporta ao longo do ano. Deste modo e pela observação do gráfico da figura 4.2, a radiação varia em forma de parábola, isto é apresenta valores baixos de inverno, atinge o pico próximo do verão e volta a diminuir quando esta regressa ao inverno.

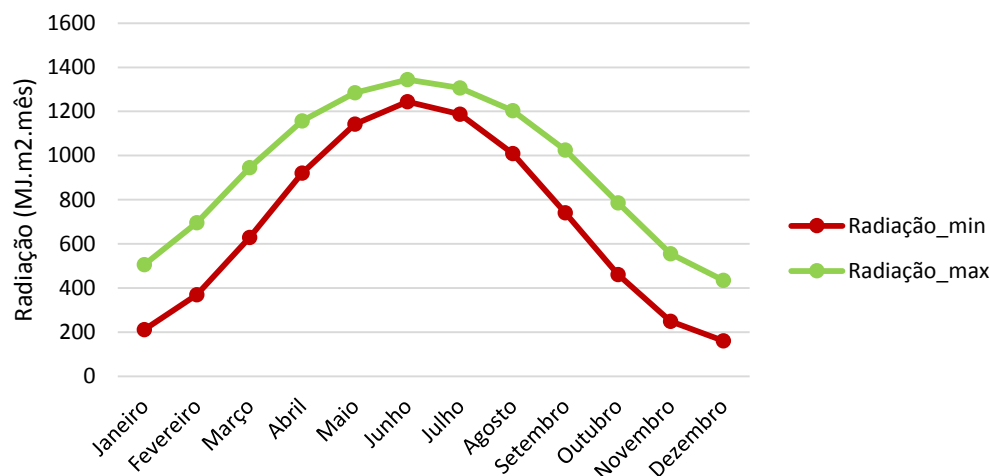


Figura 4.4 – Variação mensal anual da radiação na bacia hidrográfica do rio Vez.

A radiação mínima (Radiação_min) apresenta valores baixos nos meses de janeiro e dezembro e valores máximos nos meses de junho e o mesmo acontece com os valores de radiação máxima (Radiação_max). A radiação mínima varia entre os 211 MJ.m⁻².mês e os 1243 MJ.m⁻².mês, já a radiação máxima varia entre 505 MJ.m⁻².mês e os 1344 MJ.m⁻².mês

4.2 Evapotranspiração potencial pela aplicação do método de Hargreaves

4.2.1 Evapotranspiração potencial mensal

A evapotranspiração potencial espacializada, resulta da aplicação do cálculo do método de Hargreaves-Samani como explicado no capítulo 3 deste projeto. Na bacia hidrográfica do rio Vez, verifica-se pelo gráfico da figura 4.5, que a ETp varia gradualmente, isto é, no mês de janeiro que corresponde ao inverno, a evapotranspiração é muito baixa, atingindo o seu pico no mês de julho que corresponde ao verão. A partir desse mesmo mês a evapotranspiração vai diminuindo sendo em dezembro o mês em que a ETp é mais reduzida.

O valor máximo de evapotranspiração varia entre os 65,2 mm/mês (dezembro) e os 289,1 mm/mês (julho), já os valores mínimos da mesma variam entre os 21,5 mm/mês no mês de dezembro e os 242 mm/mês no mês de julho.

É possível também observar que a evapotranspiração mínima apresenta uma diferença entre a evapotranspiração máxima que ronda aproximadamente os 40 - 100 mm/mês nos meses mais frios (janeiro, fevereiro, março, outubro, novembro e dezembro) e nos meses mais quentes (abril, maio, junho, julho, agosto e setembro) a evapotranspiração mínima varia entre 50 - 70 mm/mês em relação à máxima.

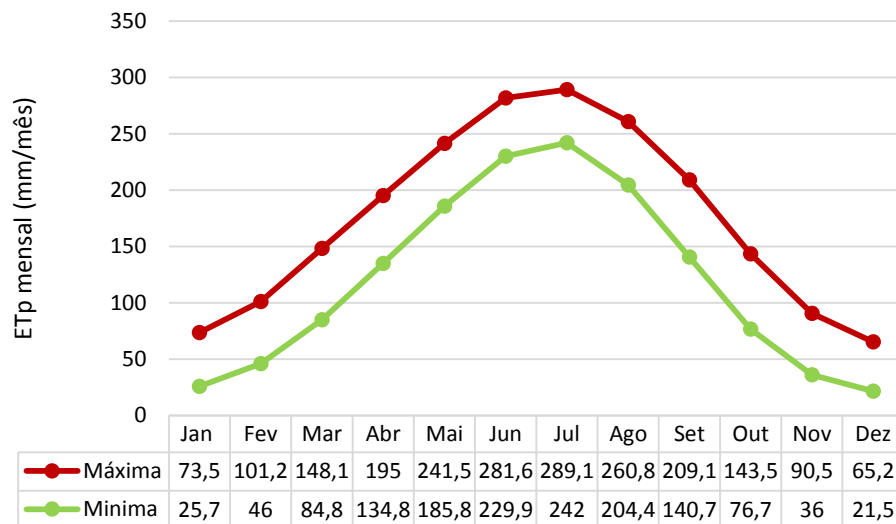


Figura 4.5 - Evolução mensal da ETp utilizando o método Hargreaves -Samani.

No que diz respeito à evapotranspiração potencial diária (Figura 4.6), esta varia nos valores máximos entre os 2,1 mm/dia⁻¹ e os 9,3 mm/dia⁻¹ e nos valores mínimos varia entre os 0,7 mm/dia⁻¹ e os 7,8 mm/dia⁻¹. Sendo os valores de ETp diária uma média diária da média mensal, segue a mesma linha da ETp mensal, isto é os valores mais baixos correspondem ao mês de dezembro e os valores mais altos correspondem ao mês de julho.

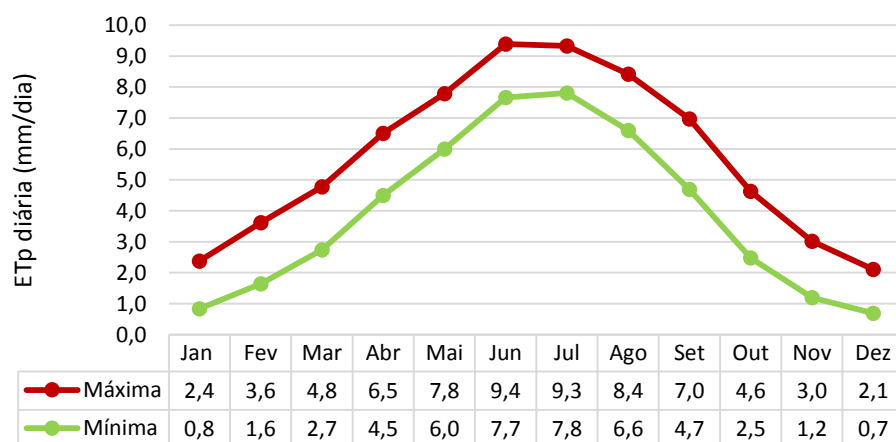


Figura 4.6 - Evolução diária da ETp utilizando o método Hargreaves – Samani.

Em termos espaciais observa-se que nos meses de janeiro, fevereiro e março, estão visíveis variações de ETp entre os 0 – 40 mm/mês, entre os 40 – 80 mm/mês, os 80 – 120 mm/mês e os 120 – 160 mm/mês sendo na zona nordeste da bacia a que apresenta ETp mais baixa ao longo dos três meses. Nos meses de abril, maio e junho os valores de ETp aumentam gradualmente variando de 120 – 160 mm/mês para 280 - 320 mm/mês (Figura 4.7). Observa-se também que na transição do mês de maio para o mês de junho a ETp espacializada que se encontra na escala dos 160 mm/mês e 240 mm/mês em maio, no mês de junho as manchas encontram-se exatamente iguais, apenas aumentam o valor de ETp.

O mês de julho inicia o segundo semestre (Figura 4.8) e é o mês que apresenta maior taxa de evapotranspiração potencial, sendo na zona de vale a que possui variações de ETp mais altas, variando entre 280 - 320 mm/mês e na zona de montanha, a nordeste da bacia a ETp varia entre os 200 - 240 mm/mês. Toda a evapotranspiração que se encontrava entre 200 - 240 mm/mês no mês de junho, transpôs-se para o mês de julho e praticamente toda a área que em junho representava a escala de 240 - 280 mm/mês passou a representar em julho 280 - 320 mm/mês. A partir do mês de julho a ETp começa a diminuir seguindo os mesmos parâmetros do primeiro semestre, sendo o mês de dezembro o que aduz menor ETp mensal.

Os meses de janeiro e dezembro conjuntos apresentam em termos espaciais grandes semelhanças. Este facto deve-se não só por apresentarem taxas de ETp_NC bastante próximas mas pelo facto de ambos os meses serem os meses mais frios do inverno e se encontrarem sequencialmente seguidos.

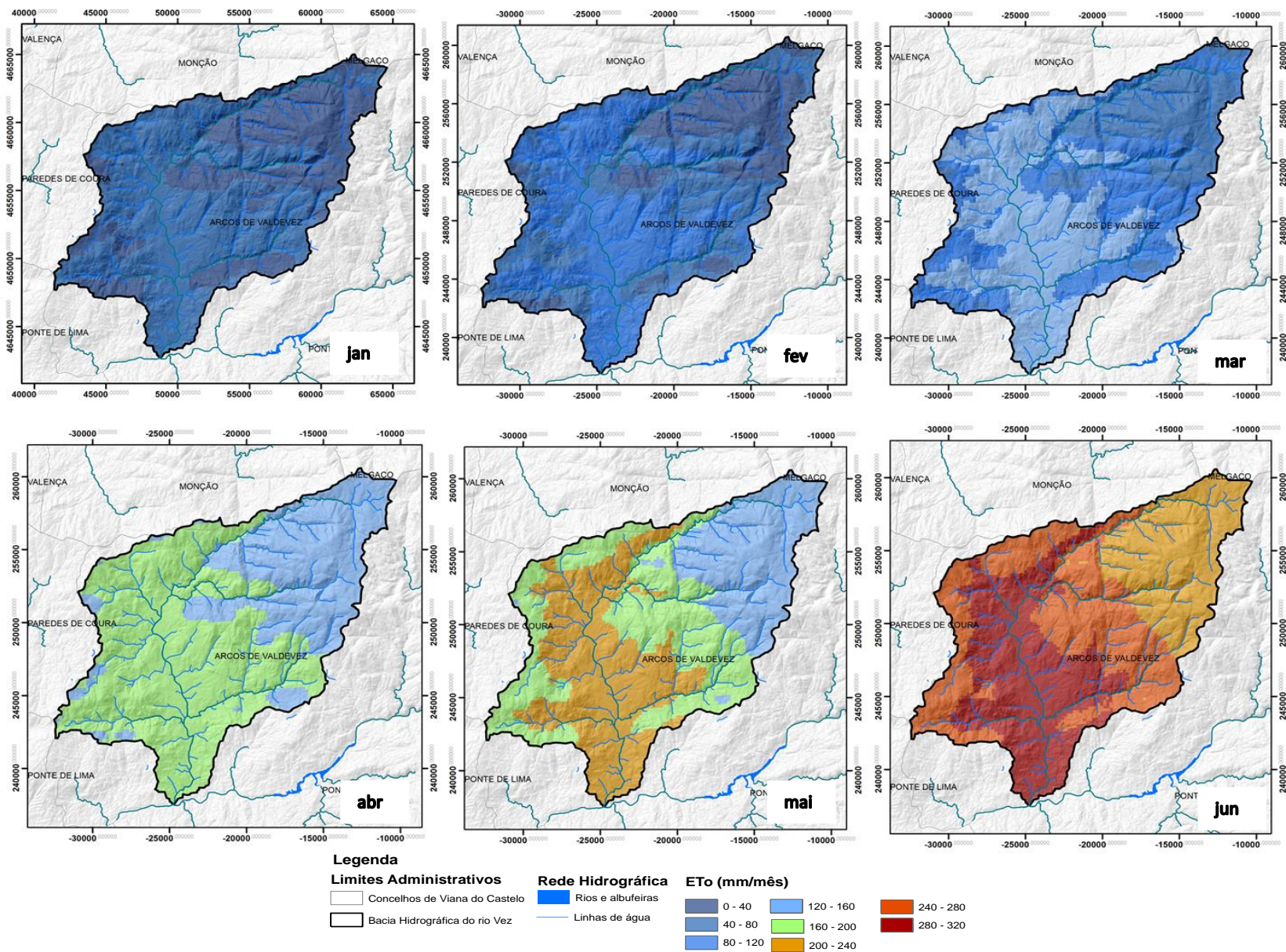


Figura 4.7 - Evolução espaço – temporal da ETp mensal utilizando o método Hargreaves – Samani (janeiro a junho).

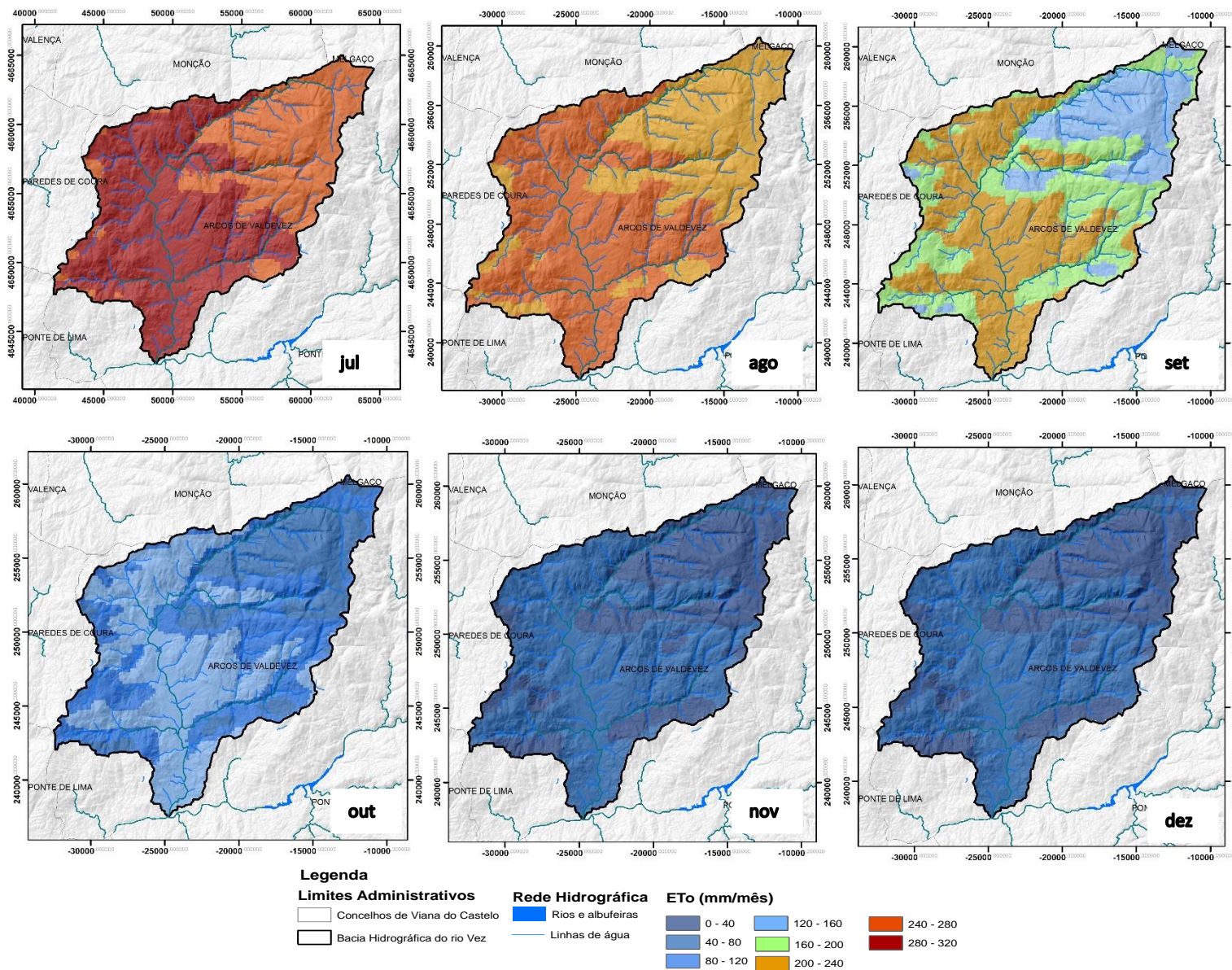


Figura 4.8 – Evolução espaço – temporal da ETp mensal utilizando o método Hargreaves – Samani (julho a dezembro).

As variações de ETp_NC no primeiro e segundo semestre (Figura 4.7 e Figura 4.8) aumentam ou diminuem consoante a altitude da bacia hidrográfica do rio Vez. Este fato acontece porque nas áreas mais altas da bacia, que neste caso localizam-se a nordeste como já referido anteriormente é onde se encontram os valores mais baixos e nas áreas de altitude baixa, a norte, sul e este, que corresponde à zona de vale da bacia encontram-se as áreas de ETp com valores mais altos.

Estando as zonas mais altas da bacia suscetíveis a receberem menos radiação solar e as temperaturas serem mais baixas em relação à restante área, é de esperar similarmente que a variação da ETp não aumente como em áreas de baixa hipsometria. De facto, não é só a temperatura e a radiação que tem influencias na variação da ETp, contudo e não sendo incluído o fator ocupação do solo no método desenvolvido é importante referir que as zonas de maior altitude da bacia apresentam como ocupação do solo áreas seminaturais de ocupação arbustiva e herbácea e de espaços sem ou com pouca vegetação e até mesmo rocha nua, o que promove em baixa o processo de evaporação e transpiração simultaneamente fazendo com que a ETp_NC seja baixa.

Nas zonas de vale, particularmente junto às linhas de água e afluentes do rio Vez, existem maiores áreas florestais e áreas agrícolas em relação às áreas mais altas da bacia. Isto acontece porque esta zona é urbanizada, o que influencia positivamente o aumento de ETp, pois para além de ser uma área com temperaturas superiores e radiação alta, é composta por um conjunto abundante de flora e culturas que acresce na ajuda da ampliação da evaporação e transpiração simultâneas.

4.2.2 Evapotranspiração potencial média anual

A bacia hidrográfica do rio Vez, apresenta uma evapotranspiração potencial (ETp) média anual que varia entre os 45 mm/ano e os 67,5 mm/ano (Figura 4.9). Posteriormente, observa-se que como acontece na ETp mensal (Figura 4.7 e Figura 4.8), a ETp média anual é mais baixa na área de maior altitude e apresenta valores mais altos de ETp junto ao rio Vez e às suas respetivas linhas de água, que correspondem às áreas de baixa altitude.

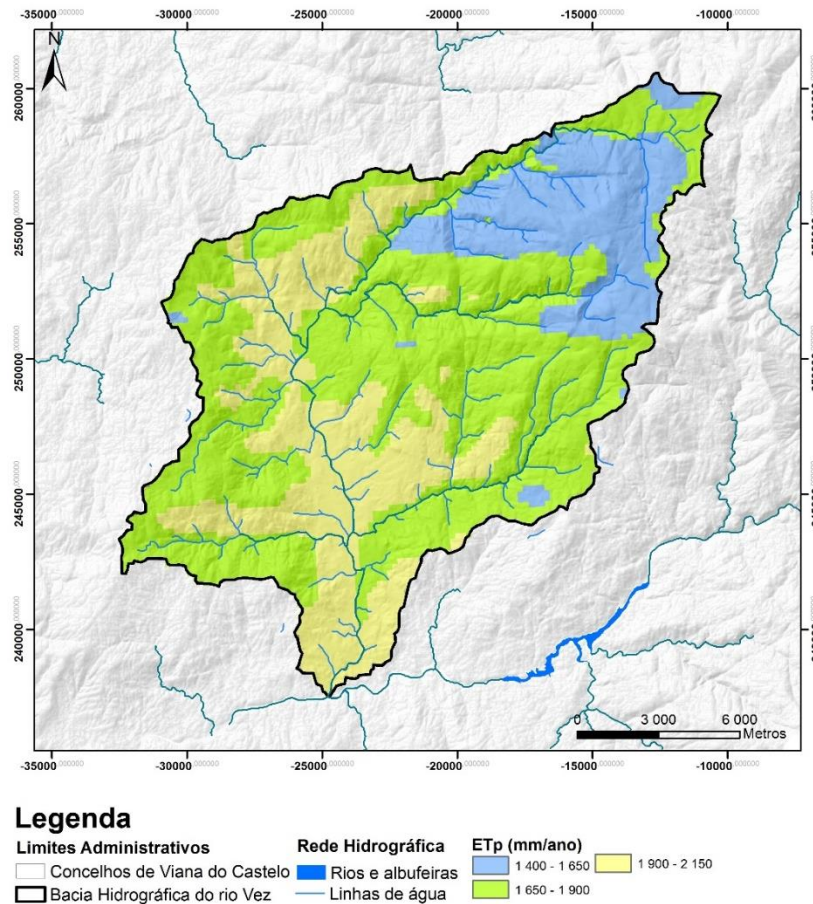


Figura 4.9 – Evapotranspiração potencial média anual pelo método Hargreaves - Samani.

A área de ETp anual que predomina ao longo da média anual da série temporal das normais climatológicas de 1971-2000, corresponde à área que ronda os 1900 - 2150 mm/ano, sendo nesta área que também as temperaturas e radiação são mais elevadas.

Nesta área e como é um forte componente na variação da taxa de evapotranspiração, a ocupação do solo predominante corresponde a áreas florestais, assim como grandes áreas de culturas. Deste modo, caso não houvesse uma ocupação arbustiva e herbácea no solo, a evapotranspiração potencial estaria entre os 1650 - 1900 mm/ano.

4.3 Análise de cenários relativos à relação da ETp com as alterações climáticas

A bacia hidrográfica do rio Vez esteve sujeita a análise de diferentes cenários temporais, como descritos no capítulo 3 deste projeto. Após a aplicação do aumento de temperaturas segundo o relatório do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC), perceberam-se quais os efeitos no que diz respeito às variações de evapotranspiração potencial podem causar as alterações climáticas.

Antes de efetuar uma análise profunda dos cenários desenvolvidos, é importante referir que a ETp média anual calculada a partir das normais climatológicas dos anos 1971-2000 apresenta um valor de 2067 mm/ano para se poder fazer as comparações evolutivas.

4.3.1 Cenário 1 – Aumento mínimo da temperatura global

A aplicação do cenário 1 que corresponde ao aumento mínimo da temperatura global segundo o relatório do IPCC, isto é, para o ano de 2025 a temperatura aumenta cerca de 0,6 °C, no ano 2050 aumenta 0,9 °C e em 2100 permanece igual a 2050.

A evolução da evapotranspiração potencial relativo às normais climatológicas para o ano de 2025 aumentou cerca de 38 mm/ano, apresentando uma evapotranspiração anual de 2105 mm/ano, já para o ano de 2050 a ETp aumenta cerca de 85,6 mm/ano, representando um aumento percentual de 3,98% (Figura 4.10). No ano de 2100 a ETp permanece igual ao ano de 2050, isto acontece porque como já referido segundo o relatório do IPCC o aumento mínimo de 2050 para 2100 permanece na casa dos 0,9 °C até ao final do século e como o método de Hargreaves trabalha essencialmente com variações de temperatura, a ETp não varia.

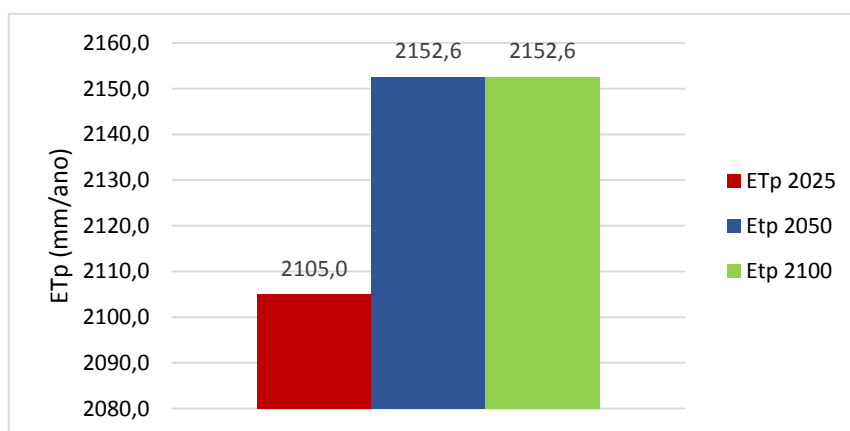


Figura 4.10 - Evolução da ETp com o aumento de temperatura no valor mínimo segundo as alterações climáticas do IPCC.

Em termos espaciais, a evapotranspiração potencial no cenário 1 não ostenta grandes alterações visuais como se pode observar na figura 4.11, pois a variação de ETp foi baixa. Contudo, observa-se que a orientação de ETp permanece no mesmo módulo que a ETp_NC

e a ETp anual pelas normais climatológicas, isto é, os valores mais baixos permanecem a nordeste da bacia e os valores mais altos situam-se a norte, sul e oeste da bacia.

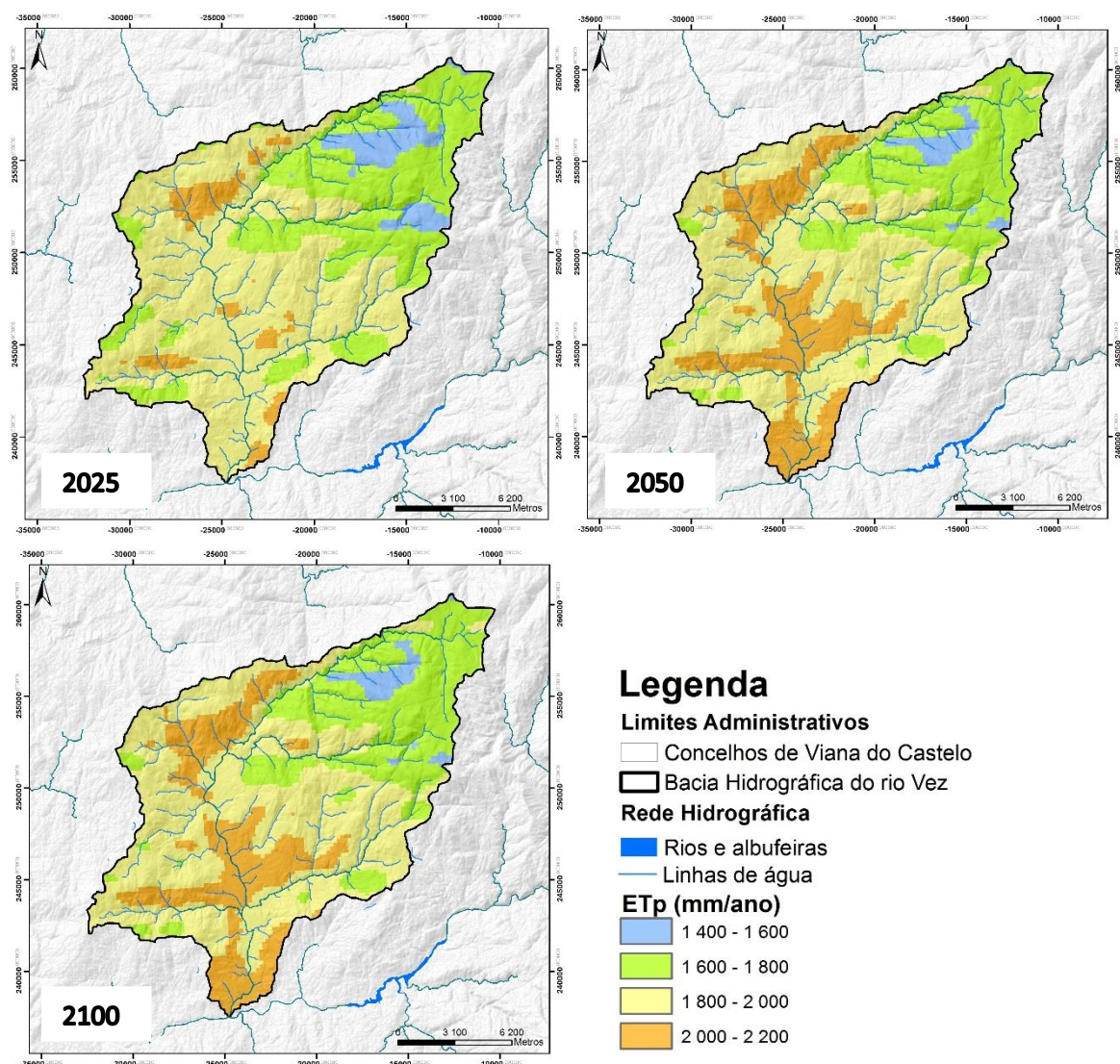


Figura 4.11 – Evolução das alterações de evapotranspiração potencial aumentando o valor mínimo de temperatura estimada pelo IPCC (ETp_C1).

4.3.2 Cenário 2 – Aumento máximo da temperatura global

O Cenário 2 envolve já temperaturas mais altas, pois segundo os estudos do IPCC são assumidos os casos mais extremos de subida de temperatura global. As variações de temperaturas calculadas foram para o ano de 2025 cerca de 0,7 °C, para o ano de 2050 aumenta 1,6 °C e no ano de 2100 a temperatura aumenta 4,1°C.

O gráfico da figura 4.12 identifica os aumentos de evapotranspiração potencial ao longo destes 100 anos. A evapotranspiração potencial pelas normais climatológicas para o ano de

2025 aumenta 47,5 mm/ano, já para o ano de 2050 a ETp aumenta 105,8 mm/ano. No ano 2100 como é estimado um aumento de temperatura muito alto, a ETp desse mesmo ano aumenta em relação à ETp das normais climatológicas 262,5 mm/ano, representando percentualmente cerca de 11,2%. A diferença de produção de ETp de 2050 para 2100 representa cerca de 156,7 mm/ano.

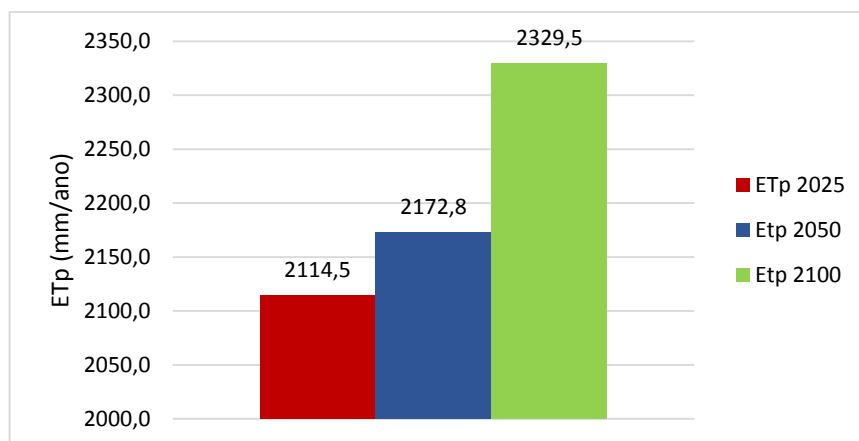


Figura 4.12 - Evolução da ETp com o aumento máximo de temperatura global segundo as alterações climáticas do IPCC.

A espacialização de evapotranspiração potencial com o aumento máximo da temperatura global, apresenta já algumas alterações, principalmente nas zonas mais altas da bacia, pois são essas zonas que mais identificam a subida da temperatura e consequentemente, a subida na evapotranspiração potencial.

Para uma melhor identificação das áreas afetadas pela subida máxima da temperatura global, visualiza-se a figura 4.13. As alterações mais significativas encontram-se no ano 2100 quando se simula a taxa de evapotranspiração devido ao intenso aumento de temperatura (4,1 °C). Na transição do ano 2025 para o ano 2100 verifica-se que as manchas que pertencem a uma ETp de 1400 – 1600 mm/ano, reduziram-se em mais de 50%, passando a apresentar uma ETp nos valores compreendidos entre 1600 - 1800 mm/ano e no ano de 2100 essa mesma mancha deixa de existir. Uma outra mancha que ressalta à vista é uma pequena mancha que apresenta uma ETp entre os 2200 - 2400 mm/ano no ano de 2050, onde passados 50 anos (2100) apresenta uma extensão ao longo do vale, isto é junto ao rio Vez e às suas linhas de água adjacentes.

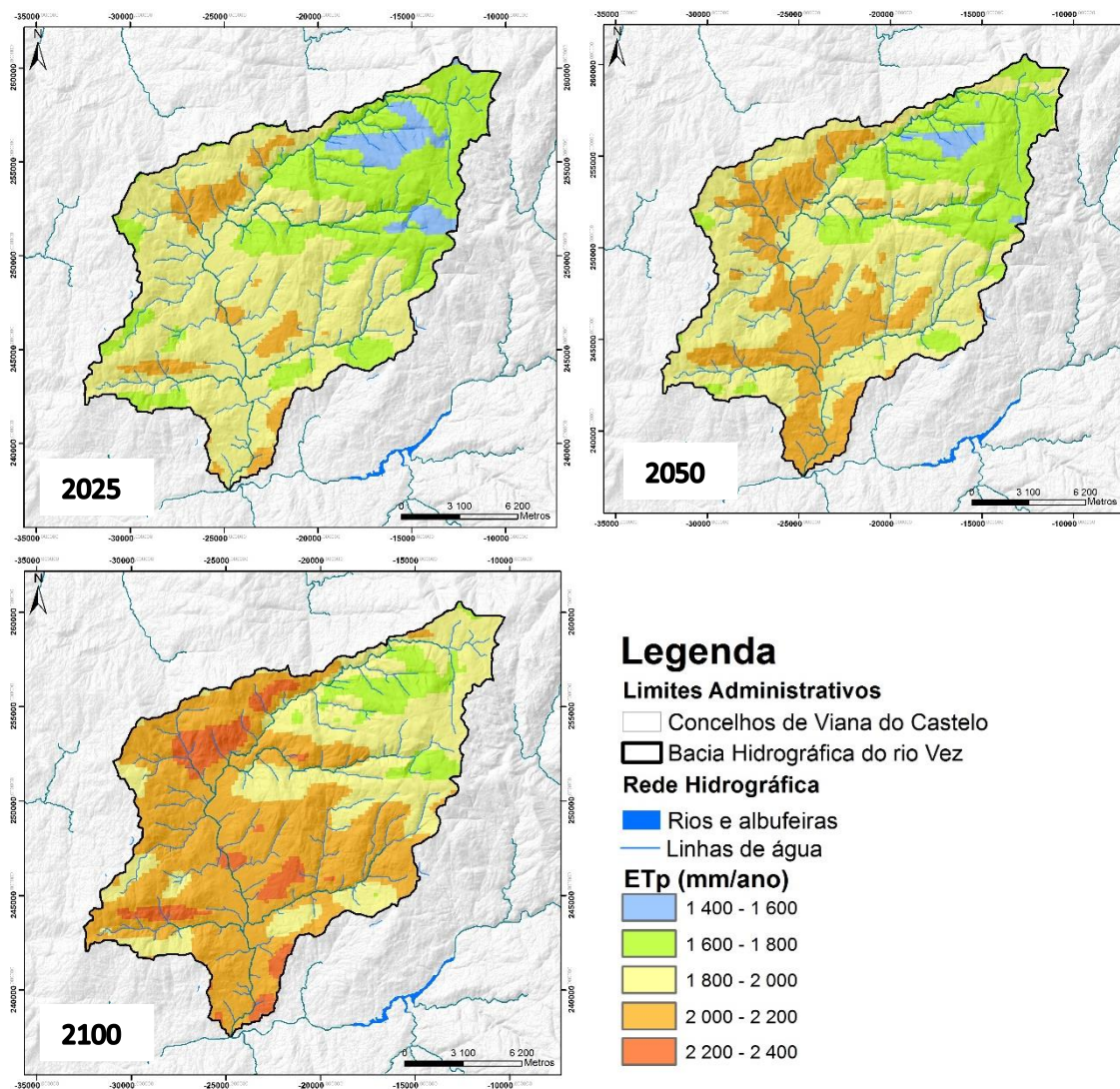


Figura 4.13 – Evolução das alterações de evapotranspiração potencial aumentando o valor máximo de temperatura estimada pelo IPCC (ETp_C2).

4.3.3 Cenário 3 – Variação mensal da temperatura global

O cenário 3 corresponde à variação mensal da temperatura global, ou seja, para o ano de 2025 aplicaram-se nos meses das estações frias (outono e inverno) os valores mínimos de aumento de temperatura global e nos meses das estações quentes (primavera e verão) aplicaram-se os valores máximos de aumento de temperatura e assim sucessivamente para os restantes anos (2050 e 2100).

O gráfico da figura 4.14 demonstra a variação da ETp anual consoante a variação da temperatura global e este demonstra que a variação da temperatura anual influencia diretamente a ETp. A evapotranspiração do ano 2025 acresce em relação à ETp_NC cerca

de 42 mm/ano e no ano de 2050 acresce cerca de 114 mm/ano, já no ano de 2100, observa-se um grande aumento de cerca de 217 mm/ano. Com a variação da temperatura ao longo do ano, verifica-se que a evapotranspiração potencial apresenta um aumento de 64,5% desde a ETp_NC para a ETp_C3 em 2100.

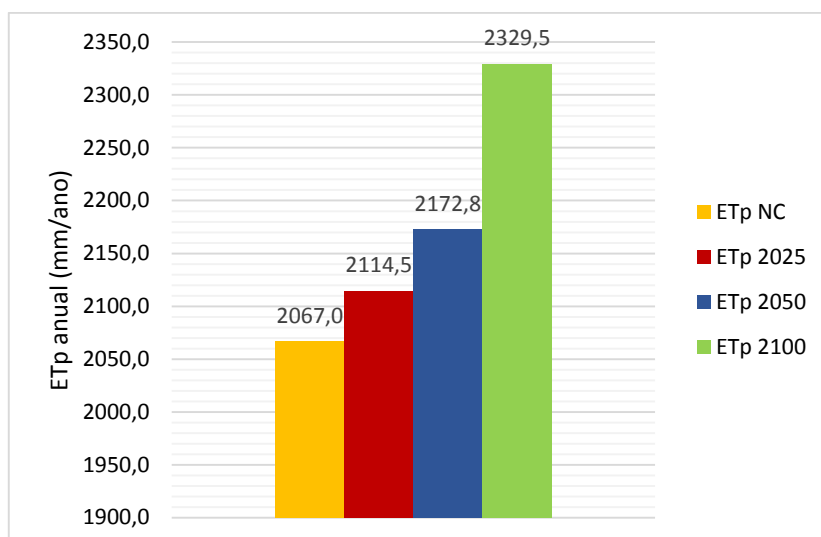


Figura 4.14 - Evolução comparativa da ETp_C3 na variação mensal da temperatura segundo as alterações climáticas do IPCC.

Traduzindo os valores de evapotranspiração anual do cenário 3 para percentagens (Figura 4.15), o que se verifica é que 25 anos depois a ETp_NC aumenta cerca de 2% e passados 50 anos aumenta 5,23%. O acréscimo significativo de ETp já referido anteriormente para o final do século em estudo traduz-se em percentagem por 9,5%.

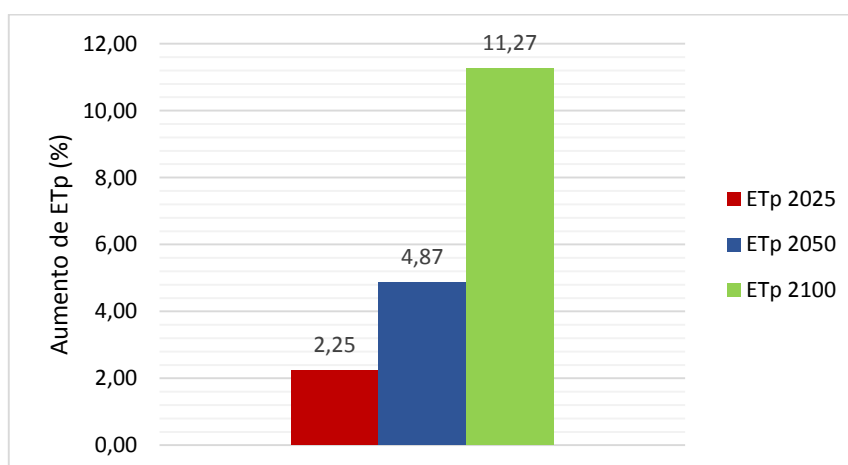


Figura 4.15 - Aumento da ETp_C3 (%) na variação mensal da temperatura segundo as alterações climáticas do IPCC.

Relativamente à espacialização deste cenário e para uma melhor percepção identificaram-se as áreas que melhor retratam a transformação da ETp com a aplicação das diferentes temperaturas nos meses frios (Outono e Inverno) e quentes (Primavera e Verão) (Figura 4.16).

A Nordeste da bacia em 2025 verifica-se uma pequena mancha entre os 1400-1600 mm/ano de ETp que desaparece em 2100. Este fato acontece devido ao aumento de temperatura anual, que por sua vez faz com que a evapotranspiração potencial aumente passando neste caso a apresentar valores entre os 1600-1800 mm/ano. Sendo a variação da temperatura um forte componente na variação da evapotranspiração e como em 2050 a variação da temperatura teve um acréscimo entre 0,9 °C nos meses frios e de 1,6 °C nos meses quentes em relação à temperatura das normais climatológicas, verifica-se já o aparecimento de manchas junto à zona de vale que rondam os 2000-2200 mm/ano de ETp.

No ano de 2100, a variação de temperatura ocorre entre 0,9 °C nos meses frios e 4,1 °C nos meses quentes, o que faz com que na região de baixa altitude e de vale, mais precisamente onde se encontram o rio Vez e as suas respetivas linhas de água, exista uma grande mancha de ETp ao nível máximo, ou seja apresenta valores entre 2200-2400 mm/ano de ETp.

Verifica-se também na transição do ano 2050 para 2100, um aumento de área junto às zonas de montanha, correspondente a uma ETp entre 1800-2000 mm/ano, o que permite concluir que com um aumento de temperatura entre os 0,9 °C e os 4,1 °C, ocorrem fenómenos de maior evaporação e transpiração simultaneamente das espécies florestais e que essas mesmas espécies se adaptam às crescentes variações de temperatura.

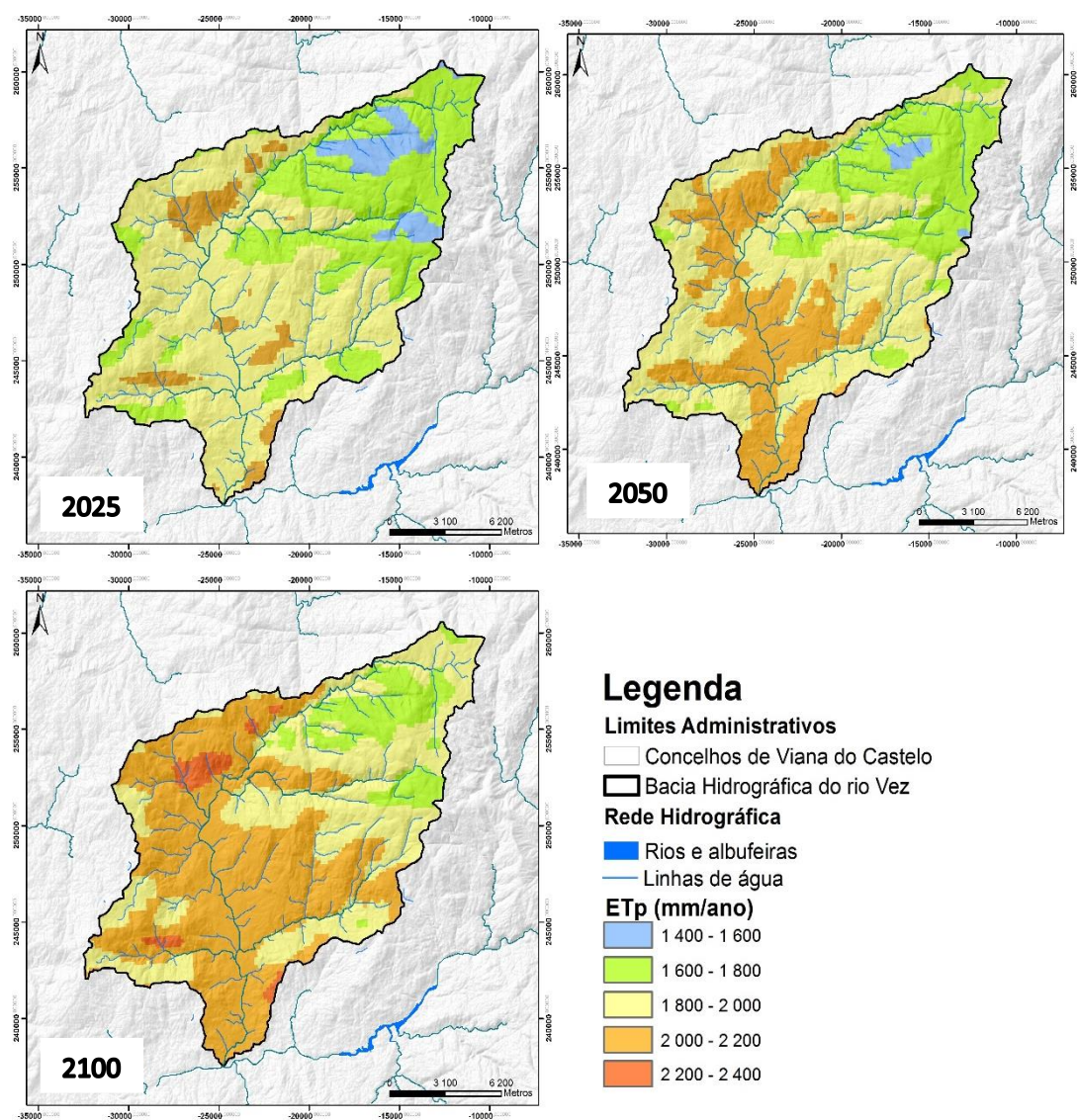


Figura 4.16 – Evolução das alterações de Evapotranspiração potencial aumentando no Outono e Inverno o valor mínimo de temperatura e na Primavera e Verão o valor máximo de temperatura estimado pelo IPCC (ETp_C3).

4.4 Análise de componentes principais (ACP) na evapotranspiração potencial

O componente principal 1, que é o componente que corresponde à percentagem de variância temporal superior, pode ser observado pelo Quadro 4.1. O componente principal da ETp das normais climatológicas (CP1 – NC) apresenta uma variância temporal de 91,8 %, o CP1 do cenário 3 do ano 2025 (CP1 – C3_2025) apresenta uma variância temporal de 91,7 %, no ano 2050 (CP1 – C3_2050) apresenta 92,1 % e em 2100 (CP1 – C3_2100) a variação corresponde a 92,5 %.

Quadro 4.1 – Proporção das componentes principais de ETp das NC e cenário 3.

Componentes Principais (CP) de ETp	Proporção (%)
CP1 - NC	91,8
CP1 – C3_2025	91,7
CP1 – C3_2050	92,1
CP1 – C3_2100	92,5

Para além das proporções que os componentes principais apresentam é importante também referir que a análise de componentes principais permite observar a correlação existente na ETp mensal de cada ano analisado, estando esta sempre muito próxima do 1, o que indica que há uma forte correlação da ETp ao nível mensal de cada ano correspondente (Anexo A1.1 e Anexo A1.2).

A análise de componentes é importante não só para perceber como a ETp se correlaciona ao longo do ano, mas também para perceber como esta varia num intervalo de tempo de 100 anos. Em termos espaciais, e após aplicação da ferramenta mencionada na metodologia para este ponto, foram criados cerca de três grupos, sendo estes grupos homogéneos de maior expressão. Estes grupos homogéneos representam uma variação de evapotranspiração em intervalos de valores aproximados, permitindo deste modo perceber como esta se comporta através da compactação da ETp mensal, não só da ETp_NC mas também da ETp mensal para os diferentes anos em estudo do cenário 3.

O grupo homogéneo 1 representa o comportamento da ETp de valores baixos, o grupo homogéneo 2, corresponde ao grupo que apresenta valores de ETp intermédios e o grupo homogéneo 3 corresponde ao grupo que apresenta valores de ETp altos. O grupo homogéneo 1 corresponde às manchas de cor azul na Figura 4.17. Estas manchas diminuem à medida que a temperatura média global aumenta, deixando quase de existir no cenário 3 do ano 2100. O grupo homogéneo 2 apresenta uma variação de evapotranspiração intermédia de cor verde, localizada entre a zona de montanha e a de vale, isto é, em alturas intermédias da bacia. Contudo, esta mancha reduz-se substancialmente em 50% no ano 2100 devido à variação elevada da temperatura média global. Por fim, o grupo homogéneo 3, corresponde ao grupo que apresenta uma variação de evapotranspiração mais alta em relação às restantes, estando espacializada com a cor laranja. No intervalo de tempo das normais climatológicas apenas existe uma mancha muito reduzida na zona norte da bacia, junto ao vale e esta mancha tende proporções maiores em C3_2025, com a tendência de delimitação da linha do vale em C3_2050. Em C3_2100, as manchas de variação de evapotranspiração do grupo

homogéneo 3, já ocupa mais de 90% das linhas de água existentes na bacia atingindo praticamente 50% da ocupação integrante da mesma.

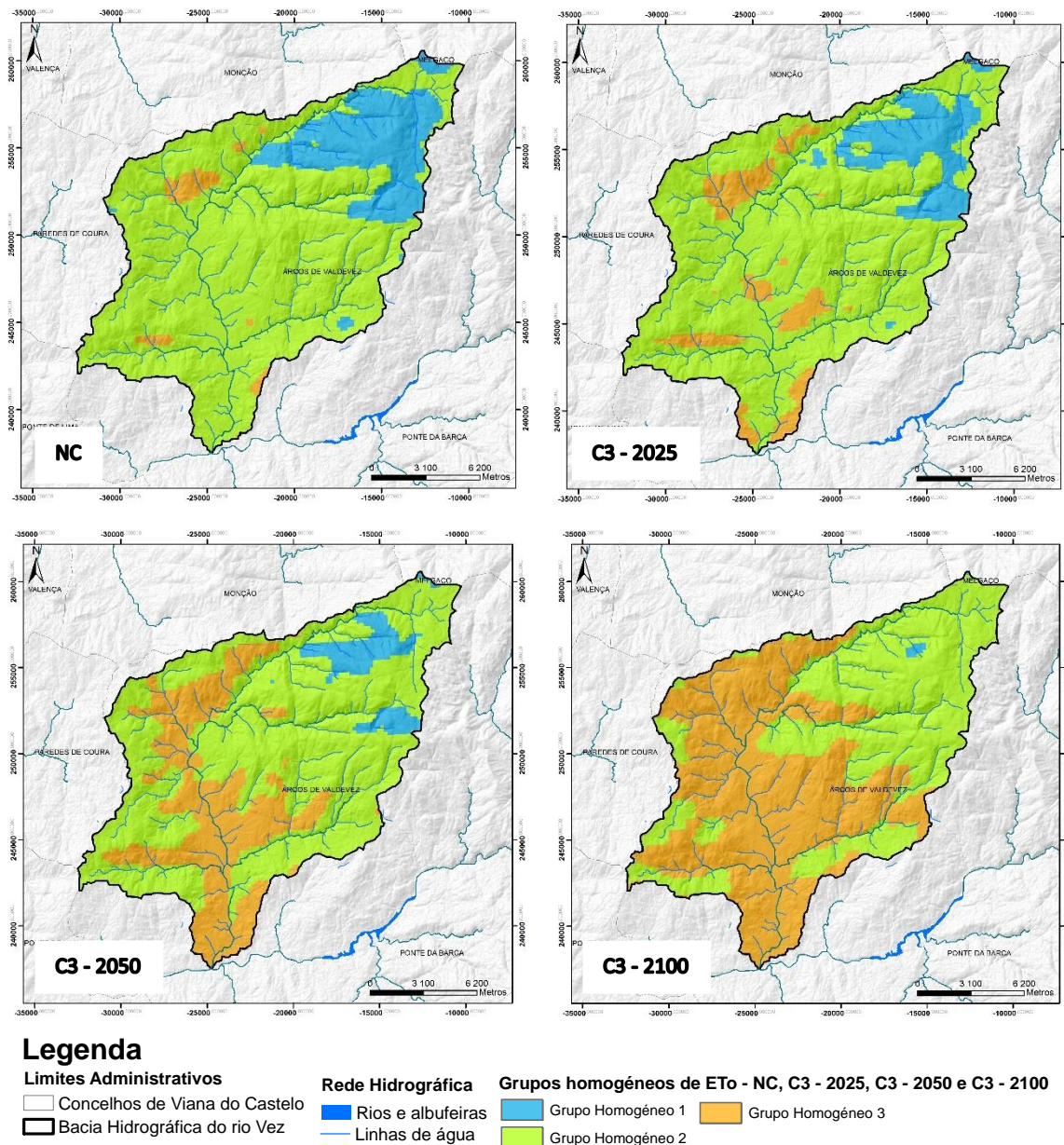


Figura 4.17 – Análise comparativa dos diferentes grupos homogêneos na variação da evapotranspiração potencial das normais climatológicas (ETp_NC) e do Cenário 3 para os anos de 2025, 2050 e 2100.

Relativamente ao uso e ocupação do solo, este está sujeito a sofrer diversas alterações e adaptações com o aumento da evapotranspiração potencial na bacia hidrográfica. Estas alterações significativas, implicam o aparecimento de espécies espontâneas mais adaptadas a valores elevados de temperatura e por si só capazes de produzir uma maior taxa de evapotranspiração potencial, assim como implica no desaparecimento de espécies ao nível

florestal na zona de montanha, que não são capazes de se adaptar ao clima e a um aumento de evapotranspiração. Esta implicação, reduz os recursos hídricos do solo, deixando essas mesmas espécies em stress hídrico, acabando por não sobreviverem. Nas zonas de vale estas situações de stress hídrico podem ser controladas, uma vez que é nesta zona que a população se fixa e é nesta zona que se encontram praticamente todas as áreas de cultura, e que quando necessário são controladas por sistemas de irrigação, situação esta que não ocorre nas zonas mais altas da bacia.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evapotranspiração potencial é um fenómeno de evaporação e transpiração simultânea que pode ser calculada por inúmeros métodos quer empíricos quer computacionais, onde uma série de dados como temperatura, radiação, velocidade do vento, humidade relativa do ar, culturas, entre outros influenciam de forma direta neste processo.

Este trabalho prático teve como intuito a avaliação e a modelação espaço-temporal da evapotranspiração potencial para o caso de estudo da bacia hidrográfica do rio Vez, tendo por objetivos modelar temperaturas, assim como perceber através da criação de cenários temporais como esta se comporta ao longo dos anos e que mudanças ocorrem com estas diferenças temporais. Para a elaboração deste trabalho, utilizou-se como base principal a aplicação do método Hargreaves-Samani para o cálculo e espacialização da evapotranspiração potencial mensal tendo como dados de entrada as normais climatológicas (1971-2000) do IPMA. A partir destas elaboraram-se diferentes cenários até ao final do século, com diferentes temperaturas determinadas pelo IPCC nomeadamente para o ano 2025, 2050 e 2100.

Considerando os resultados obtidos para a avaliação dos fatores climáticos na bacia, é possível concluir pela análise das normais climatológicas do Atlas Ibérico Climatológico, que esta apresenta temperaturas mínimas que variam entre os 4,7 °C e os 15,7 °C, temperaturas médias que variam entre os 9 °C e os 21,8 °C e temperaturas máximas que variam entre 13,3 °C e os 29 °C, sendo as temperaturas mais frias localizadas nas zonas de montanha da bacia e as temperaturas mais altas localizadas junto à zona de vale. A radiação solar incidente apresenta valores mínimos que variam entre 211 MJ.m⁻².mês e 1243,5 MJ.m⁻².mês e valores máximos entre 505,1 MJ.m⁻².mês e 1344,4 MJ.m⁻².mês. O que se pode concluir através da análise destes resultados é que a bacia hidrográfica do rio Vez apresenta temperaturas típicas do Alto Minho, isto é variações consideráveis de temperatura decrescentes à medida que se avança do vale para a montanha da bacia.

O recurso a técnicas de modelação permite obter uma perspetiva mais abrangente e integrada do território e desta forma com o auxílio do método de Hargreaves, a bacia hidrográfica do rio Vez apresenta uma espacialização de evapotranspiração potencial que varia no mês mais frio (dezembro) 65,2 mm/mês e 289,1 mm/mês no mês mais quente (julho). A ETp pelas normais climatológicas espacializada, varia crescentemente da montanha para o vale, isto é apresenta valores mais baixos a nordeste da bacia e valores mais altos junto ao rio Vez e às

suas respectivas linhas de água e afluentes. Para além da influência da altitude, da temperatura e radiação para a variação da taxa de evapotranspiração, um outro fator já referido é importante ressaltar, sendo ele a ocupação do solo. A bacia hidrográfica do rio Vez, na zona de montanha apresenta para além de grandes altitudes, uma reduzida ocupação do solo, sendo grande parte da área em questão ocupada por áreas com pouca ou sem vegetação e por rocha nua. De fato esta ocupação de solo não influencia pela positiva nos processos de evaporação e transpiração, justificando também o motivo pelo qual não existe grandes variações de ETp nessa zona. Na zona de vale esta situação negativa já não ocorre, bem pelo contrário há uma grande produção de ETp, estando justificada por ser uma área suscetível a temperaturas altas, a uma forte incidência de radiação solar, mas também favorecida por uma forte componente ocupacional, principalmente ao nível das culturas que quando não adaptadas a uma ETp elevada e entram em stress hídrico, deparam-se favorecidas pelo manuseio do homem que se encontra fixado nessas mesmas zonas e introduz as necessidades hídricas às mesmas.

No que diz respeito aos cenários desenvolvidos, estes permitiram identificar que a variação de temperatura promove em grande percentagem a influencia direta da evapotranspiração potencial para a continuidade. Segundo os estudos do IPCC e em caso de grandes mitigações e emissões poluentes, a temperatura tenderá a aumentar em 2100 cerca de 4,1 °C, o que permite um disparo no aumento da evapotranspiração potencial. Esta situação de aumento de temperatura induz a uma maior evapotranspiração, que por sua vez reduz a quantidade de água no solo, mesmo que a precipitação não tenha uma diminuição significativa. A longo prazo, este fator pode desencadear a substituição dos ecossistemas existente hoje na bacia por outros mais adaptados a climas com menor disponibilidade hídrica para as plantas e florestas. Até ao final do século o que se observa é que a bacia hidrográfica do rio Vez fica sujeita com o aumento excessivo de temperatura a um desabastecimento hídrico florestal e cultural e a um despovoamento de espécies, caso não sejam adotadas medidas de adaptação ao nível da criação de sistemas de irrigação eficientes e de controlo de espécies florestais ao longo do ano.

A análise de componentes principais do cenário 3 e da ETp relativo às normais climatológicas, permitiu perceber o quanto a evapotranspiração potencial se correlaciona. Esta correlação bastante forte permitiu concluir que no final do século as espécies que ocupam a bacia vão sofrer grandes transformações, quer a nível cultural, quer a nível

florestal, como por exemplo em termos agronômicos o manejo agrícola ser antecipado à data de plantio devido às temperaturas altas e a floresta ser perturbada por incêndios florestais. Ao nível dos recursos hídricos a afetação será grande, pois as alterações climáticas influenciam para além das temperaturas, a precipitação, radiação entre outros fatores ambientais, promovendo a afetação total de todos os ecossistemas da bacia. Contudo, esta avaliação é a longo prazo e sendo a análise base da ETp entre 1971-2000 até ao ano 2100, é de esperar que nos próximos 100 anos algumas das espécies e ecossistemas associados às mesmas superem estas alterações e tenham tempo suficiente para responderem a estes problemas associados mostrando as suas capacidades de resiliência.

As metodologias aplicadas neste trabalho foram elaboradas com os objetivos definidos, contudo no decorrer do mesmo surgiram limitações, onde as principais dificuldades ostentavam a recolha de dados estimados por estações meteorológicas da bacia em estudo. Como os dados existentes não eram suficientes para um trabalho com informação sólida, optou-se por recolher a informação relativa às normais climatológicas espaciais do IPMA. Durante o processo de desenvolvimentos das diferentes etapas definidas foi necessária a repetição e consolidação dos resultados obtidos, para garantir rigor nos mesmos. Definiu-se um ponto que de seguida foi removido da metodologia, esse ponto correspondia ao cálculo da evapotranspiração cultural que permitia a relação da evapotranspiração com a variação da ocupação do solo da bacia. Este procedimento foi removido da metodologia, devido à falta de informação sólida e referenciada relativa ao coeficiente cultural (K_c) de espécies florestais, o que tornou este procedimento inviável.

Relativamente à apresentação de propostas de continuidade, avanço e pesquisas futuras para este trabalho, deve aprofundar algumas questões abordadas. Em primeiro lugar, seria de maior interesse o estudo na integra da bacia não com informação das normais climatológicas, mas com informação relativa a estações meteorológicas introduzidas à escala local que permitissem uma leitura diária das temperaturas da área, velocidade do vento, humidade do ar e radiação solar para aplicar este modelo em outros métodos que permitam o cálculo da evapotranspiração potencial, tornando o estudo mais preciso. A análise dos diferentes métodos permite fazer comparações metodológicas e ajuda na identificação do melhor método. Para além disso, era importante estabelecer uma metodologia eficaz que permitisse identificar os coeficientes culturais pelo menos à escala inicial, média e final, de forma a permitir a colocação da ETc em curso.

Importa referir como avanço e pesquisa futura a aplicação em prática do artigo de Moratiet et al., (2011) que estuda o comportamento da evapotranspiração de referência (ET_o) pelo método de Penman – Montheith no rio Douro em Espanha, através das alterações climáticas fazendo quatro cenários, contudo são aplicadas estações na bacia em estudo, os dados são extrapolados e são também avaliados fatores como as alterações na resistência estomática em resposta do aumento de concentração de CO₂. Os cenários estudados mostram as mudanças na ET_o como consequência das tendências anuais e mensais nas variáveis de temperatura máxima e mínima (T_{max}, T_{min}), ponto de orvalho (T_d), velocidade do vento (U) e saldo de radiação (R_n) com concentrações de CO₂ atuais e futuras.

Por último, será também interessante o tratamento de imagens Landsat e a partir delas gerar informação relativa à ET_p e à ET_c, através da estimativa dos coeficientes de cultura por infravermelho através da correspondência de vegetação e transpiração no NDVI (índice de vegetação por diferença normalizada).

Os resultados obtidos através desta metodologia proporcionaram uma visão futura da estimativa da ET_p e deu a entender o porque de se usarem modelos espaço-temporais, uma vez que permitiu obter uma visão mais além da atualidade e permitiu identificar de que forma a ET_p irá variar ao longo do século e quais as alterações que futuramente podem vir a surgir.

6 BIBLIOGRAFIA

- Alencar, B. J., 2009. A análise Multivariada no Tratamento da Informação Espacial, uma abordagem Matemático-Computacional em análise de agrupamentos e análise de componentes principais, Tese de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 203pp.
- Alencão, A.M.P., Pacheco, F. A.L., 2010. Estimativa de parâmetros hidrológicos: dois modelos, um caso de estudo, Recursos Hídricos, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, N° 01, Vol. 31, 15-23pp.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., Jensen, M. E., 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy, Agricultural Water Management, N° 98, 899-920pp.
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., s/d. Satellite-based evapotranspiration by energy balance for western states water management, 19pp.
- Allen, R.G; Pereira, L.S., raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, Rome: FAO, 297pp.
- Arnold, J. G., Allen., P. M., Bernhardt, G., 1993. A comprehensive surface-ground water flow model. Journal of. Hydrology N.º 1-4, Vol. 142, 47-69pp.
- Bacellar, L.A.P, 2005. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto – MG, 39pp.
- Bala, E. A., Singh, R. K., Gayathri, V., 2013. Review on diferente Surface Energy Balance algorithms for Estimation of Evapotranspiration though Remote Sensing, International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering, N.º 7, Vol. 3, 582-588pp.
- Barbeiro, A., reis, R., Silva, A. A., Vale, M. J. L., 2013. Landyn-alterações de uso e ocupação do solo em Portugal Continental (dec. 80 até à actualidade), IV encontro de Sistemas de Informação Geográfica, 1pp.
- Bastiaanssen, W. G . M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., Allen, R. G., 2005. SEBAL Model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions, Journal of irrigation and Drainage Engineering, N.º 1, Vol. 131, 1pp.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M., 1998. A remote sensing surfasse energy balance algorithm for land (SEBAL), 1. Formulation, Journal of Hydrology, Vol. 212-213, 198-212pp.
- Bertoni, J., Neto, L. F., 1993. Conservação do solo. Editora Ícone – São Paulo, 3ª Edição, 355pp.
- Bianchi, R.C., 2012. Análise hidrológica do escoamento superficial da bacia hidrológica do rio Canguiri, Região Metropolitana de Curitiba, PR. Tese de Mestrado em

- Engenharia Florestal – Área de Conservação da Natureza, Departamento de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Panamá, Curitiba, 121pp.
- Blainski, È., Silvira, F. A., Conceição, G., 2008. Utilização do modelo hidrológico SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) para estudos na microbacia hidrográfica do rio Araranguá/SC, 11pp.
- Blaumhardt, R.L., Romkens, M.J.M., Whisler, F.D., 1990. Modeling infiltration into a sealing soil. *Water Resour. Res.*, Washington, N°.10, Vol.10, 2497-2505pp.
- Bonan, G. B., 2008. *Ecological climatology: Concepts and applications*. UK: The United Kingdom at the University Press, 2ª Edição, Cambridge, 31pp.
- Borges, A. C., Mediondo, E. M., 2007. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Vol.11, N°.3, 293–300pp.
- Borges, M. J., Pissarra, T. C. T., Valeri, S. V., Okumura, E. M. Reflorestamento compensatório com vistas à retenção de água no solo da bacia hidrográfica do Córrego Palmital, Jaboticabal, SP. *Scientia Florestalis*, N°. 69, 93-103pp.
- Burman, R.D, Nixon, R., Wright, J.L., Pruitt, W.O., 1983. Water requirements, In: jensen, M.E. (ed) *Design and operation of farm irrigation systems*. St Joseph: ASAE, 189-232pp.
- Caetano, C. A. R., Pacheco, 2008. Modelação de escoamentos fluviais na região de Trás-os-Montes e Alto Douro utilizando o modelo SWAT, V Seminário dos Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território, 150-156 pp.
- Caetano, C. A. R.; Pacheco (2008). Modelação de escoamentos fluviais na região de Trás-os-Montes e Alto Douro utilizando o modelo SWAT. In CD-Rom das Actas do V Seminário dos Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território (150-156 p). ISBN 978-972-669-890-6
- Caetano, M., Santos, T., Gonçalves, L., 2002. Cartografia de ocupação do solo com imagens de satélite: estado de arte, 11pp.
- Camargo, A.P., 2005. A água no solo para a agricultura. *Campinas*, N°1, Vol:57, 1-2pp.
- Camurça, P. J., 2011. Cálculo da precipitação média de forma automática pelo método de thiessen e avaliação da precipitação na bacia do Jaguaribe. Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza – Ceará, 76pp.
- Carvalho, D.F., Silva, L. D. B., 2006. *Hidrologia*, 33-59pp.
- Carvalho, L. G., Dantas, A. A. A., Neto, P. C., 2008. *Evapotranspiração*. Departamento de Engenharia, Núcleo de Agrometeorologia e Climatologia, Universidade Federal de Lavras, 21pp.
- Casimiro, P. C., 2000. Uso do Solo – Ecologia da Paisagem: Perspectivas de uma nova abordagem do estudo da Paisagem em Geografia, *Revista GeoInova*, Vol. 2: 45-46pp

- Cecílio, R. A., Reis, E. F., 2003. Apostila didática: Manejo de bacias hidrográficas. Editora Universidade Federal do Espírito Santo – Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Rural, 73pp.
- Chazarra A. ,2011. Atlas Climático Ibérico, Ministério de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 79 pp.
- Chen, Y., Xia, J., Liang, S., Feng, J., Fisher, J., Li, X., Li, X., Liu, S., Ma, Z., Miyata, A., Mu, Q., Sun, L., Tang, J., Wang, K., Wen, J., Xue, Y., Yu, G., Zha, T., Zhang, L., Zhang, Q., Zhao, T., Zhao, L., Yuan, W., 2014. Comparison of satellite-based evapotranspiration models over terrestrial ecosystems in China, *Remote Sensing of Environment*, N° 140, 279-293pp.
- Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idso, S.B., Reginato, R.J., Daughtry, C.S., 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations, *Remote Sensing of Environment*. N°1, Vol. 50, 1–17pp.
- Colaizzi, P., Kustas, W. P., Anderson, M., Agam, N., Tolck, J., Evett, S. R., Howell, T. A., Gowda, P. H., O’Shaughnessy, S., 2012. Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures, *Advances in Water Resources*, Vol. 50, 134-151pp.
- Costa, T., Lança, R., 2011. Hidrologia de Superfície. Departamento de Engenharia Civil, Instituto Superior de Engenharia, Universidade do Algarve, 303pp.
- Dhamel, C., Vidal, C., 1999. Objectives, tools and nomenclatures, *Proceedings of the Eurostat seminar on Land Cover and Land Use information systems for European Union Policy needs*.
- Di Gregorio, A., Jansen, L. J. M., 1997. A new concept for a land cover classification system, 10pp.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Rome, FAO, 154pp.
- Dorembos, J., Pruitt, W. O., 1975. Croop water requirements. FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). Irrigation and drainage paper 24, Rome, 179pp.
- Edwards, W.M., Larson, W.E., 1969. Infiltration of water into soils as influenced surface seal development. *Transactions of ASAE*, N° 4, Vol. 12, 463-465pp.
- Facco, A.G., 2004. Modelagem e simulação geoespacial dos componentes do balanço hídrico para plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado, Tese de Mestrado em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais, Brasil, 105pp.
- Feltrin, R. M., 2009. Comportamento das variáveis hidrológicas do balanço hídrico do solo em lísímetros de drenagem, Dissertação para graduação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, Brasil, 94pp.

- Fernandes, D. S., Foster, P. R. P., s/d. Cálculo da evapotranspiração potencial através do método de thornthwaite e comparação com dados de reanálise de evaporação potencial do NCEP para a cidade de Pelotas-RS, 6pp.
- Fernandes, J. P., 1993. Classificação das Unidades Ecológicas Adotada para Portugal. Seminário sobre Avaliação de Impacte Ambiental em Sistemas Ecológicos, CEPGA, SPRCN, Serra da Estrela
- Fill, H.D., Santos, I., Fernandes, C., Toczeck, A., Oliveira, M.F., 2055. Water balance of the Barigüi river basin in Paraná State – Brazil, Editora UFPR, N° 9, 59-67pp.
- Firmino, M. B. M., Paulino, W. D., Martins, E. S. P. R.; Reis, J. D. S., 2009. Avaliação do monitoramento da qualidade das águas do reservatório Acarape do Meio integrado com o monitoramento meteorológico e hidrológico. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande. Redes de hidrologia e de qualidade da água.
- Galvêncio, J. D., 2006. Balanço hídrico à superfície da bacia hidrográfica do açude epitácio pessoa utilizando informações digitais do terreno, Tese de Doutorado em Recursos Naturais, Departamento de Ciências e Tecnologias, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 174pp.
- Galvêncio, J.D., 2005. Balanço hídrico à superfície da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa utilizando informações digitais do terreno, Dissertação para graduação de Doutorado em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologias, Campina Grande, Brasil, 174pp.
- Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., Arnold, J. G., 2007. The soil and water assessment tool: histrical development, applications, and future research direction, American Society of Agricultural and Biological Engineers, N.º 4, Vol. 50, 1211-1250pp.
- Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., Tolk, J.A., 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. Irrigation. Science, Vol. 26, 223-237pp.
- Grenn, W.H., Ampt, G., 1991. Studies of soil physics. Part I. The flow of water and air though soils. J. Agric. Sci., London, Vol.4, 1-24pp.
- Guiomar, N., Fernandes, J. P., Cruz, C. S., Batista, T., Mateus, J., 2006. Sistemas de classificação e caracterização do uso e ocupação do solo para zonamento microescalar, 37pp.
- Hipólito, J. R. e Vaz, Á. C., 2011. Hidrologia e Recursos Hídricos, Instituto Superior Técnico Press, 1ª Edição, 814pp.
- Horton, L.D., 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, Vol.5, 399-417pp.
- Huete, A.R., 1988. A soil adjusted vegetation index (SAVI). Remote Sensing of Environment. N.º3, Vol. 25, 295–309pp.

- Hylckama, T. E. A. V., 1959. A monogram to determine monthly potencial evapotranspiration. *Monthly Weather Review*, 107-110pp.
- IPMA, 2015. Instituto Português do Mar e da Atmosfera. Serviços de Clima – Cenários Climáticos para Portugal Continental no Século XXI. URL: <http://www.ipma.pt/pt/oclima/servicos.clima/index.jsp?page=cenarios21.clima.xml>. Última Atualização: Fevereiro de 2015. Consultado em: Fevereiro de 2015.
- Jensen, M.E., 1969. Scheduling irrigations with computers. *J. Soil Water Conserv.*, N° 21, 193–195pp.
- Jensen, M.E., Robb, D.C.N., Franzoy, C.E., 1970. Scheduling irrigations using climatecrop-soil data. *J. Irrig. Drain. Div.* N.º 96, 25–28pp.
- Jensen, M.E., Wright, J.L., Pratt, B.J., 1971. Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil data. *Trans.*, N°.14, 954–959pp.
- Joh, H. K., Lee, J. W., Park, M. J., Shin, H. J., Yi, J. E., Kim, G. S., Srinivasan, R., Kim, S. J., 2011. Assessing climate change impact on hydrological components of a small forest watershed through SWAT calibration of evapotranspiration and soil moisture, *Transactions of the ASABE*, No. 5, Vol. 54,1773-1781pp.
- Kan, A., 2005. Estimativa de evapotranspiração real com base na análise de recessão dos hidrogramas, Tese de Doutorado em Ciências, Departamento de Tecnologias e Ciências Exatas, Universidade Federal do Panamá, Curitiba, 292pp.
- Keane, R. E., Ryan, K. C., Veblen, T. T., Allen, C. D., Logan, J., Hawkes, B., 2002. Cascading effects of fire exclusion in Rocky Mountain ecosystems: A literature review. USDA forest service general technical report RMRS-GTR-91, 24 pp.
- Klar, A.E., 1984. A água no sistema solo-planta-atmosfera, Editora: Nobel, 2º edição, São Paulo, 408pp.
- Kostiakov, A.N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation. *Trans. 6th comm. Intern. Soc. Soil Sci.*, Moscou, Part A., 17-21pp.
- Kustas, W. P., & Norman, J. M., 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences*, Taylor & Francis, 1ª Edição, 495–516 pp.
- Kustas, W. P., Norman, J. M., 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partialcanopy cover. *Agriculture For Meteorology*, Vol. 94, 13–29pp.
- Lencantre, A., Franco., F. M., 2010. Lições de Hidrologia, Fundação da Faculdade de Ciencias e Tecnologias, 3ª Edição, 451pp.
- Libardi, P.L.,1995. Dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera, Editora: O autor, Piracicaba, 1ª Edição, 497pp.

- Lima, W. P., 2008. Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas. 2ª Edição, 253pp.
- Liou, Y., Kar, S. K., 2014. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms – A Review, *Energies*, Vol. 7, 2821-2849pp.
- Lorenzi, K. S., 2010. Evapotranspiração de referência entre métodos de Penman-Monteith e Thorthwaite no estado de Santa Catarina, Tese de Mestrado em Agronomia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis-SC, 48pp.
- Loureiro, N. S. Cruz, C. S., 1993. Cartografia dos Usos do Território e dos Habitats de Portugal Continental, Projecto INASP, Instituto da Conservação da Natureza, Lisboa.
- LPN, 2014. Liga para a proteção da natureza, Alterações climáticas: Preparar Portugal, 21pp.
- Martins, E. S. P. R., Bertoni, J. C., Clarke, R. T., 1992. Análise de precipitações diárias utilizando modelos lineares generalizados. VII congresso brasileiro de meteorologia, 1992, São Paulo. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia,
- Matinfar, H. R., 2012. Evapotranspiration estimation base upon SEBAL model and fieldwork, *Scholars Research Library, Annals of Biological Research*, N.º 5, Vol. 3, 2459-2463pp.
- McKinney, M. e Schoch, R., 2003. *Environment Science. Systems and solutions*. 3ª Edição, Editora: Jones and Bartlett Publishers, 694pp.
- McVicar, T. R., Roderick, M. L., Donohue, R. J., Li, L. T., Van Niel, T. G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N., Mescherskaya, A. V., kruger, A. C., Rehman, S., Dinpashoh, Y., 2012. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology*, Vol. 416–417, 182–205pp.
- Meyer, W., 1999. Standard reference evaporation calculation for inland, south eastern Australia. Technical report. , Vol. 35/98, . Adelaide, South Australia: CSIRO Land and Water, 31pp.
- Morães, M.F, 2007, Estimativa do balanço hídrico na bacia experimental/representativa de Santa Maria/Cambiocó - Município de São José de Ubá – RJ, Tese de Doutorado em Engenharia Civil - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio do Janeiro, 233pp.
- Moratiel, R., Snyder, R.L., Durán, J.M, Tarquis, A.M., 2011. Trends i climatic variables and future reference evapotranspiration in Duero Valley (Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. N° 11, 1795-1805 pp.
- Neto, O. B. S., 2001. Balanço hídrico em plantios jovens de eucalipto na região de Belo Oriente-MG, Tese de Mestrado em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais, Brasil, 101pp.

- Norman, J. M., Kustas, W. P., Humes, K. S., 1995. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agriculture For Meteorology*, Vol.77, 263–93pp.
- Norman, J. M., Becker, F., 1995. “Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces.” *Remote Sensing*, Vol.12, 159-173pp.
- Nunes, V. B., 2007. Comparação entre cartografias de ocupação e/ou uso do solo para a produção de u mapa de incerteza temática, Tese de Mestrado, Instituto Superior de Estatística e Gestão de Informação da Universidade Nova de Lisboa, 110pp.
- Ocean net, Consultoria y Sistemas Ambientales, Site disponível: <http://www.ocean-net.info/> (Última Atualização: 25 de Outubro de 2014), URL: <http://www.ocean-net.info/instrumentacion/deltaohm/Pluviometros.htm>, Consultado a 25 de Outubro de 2014.
- Oliveira, M. M., 2004. Uma metodologia para o cálculo da infiltração superficial em modelos de balanço hídrico sequencial diários de solos, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos – APRH, 13pp.
- Oliveira, N. T., 2006. Influência da palha no balanço hídrico em lisímetros. Tese de Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 109pp.
- Ometto, J.C., 1981. Bioclimatologia vegetal, Editora: Agronômica Ceres, São Paulo, 440pp.
- Orang, M. N., Snyder, R. L., Geng, S., Hart, Q. J., Sarreshteh, S., Falk, M., Beaudette, D., Hayes, S., Echling, S., 2013. California Simulation of Evapotranspiration of Applied Water and Agricultural Energy Use in Califórnia, *Journal of Integrative Agriculture*, N.º 18, Vol. 12, 1371-1388pp.
- Pacheco, F. A. L., 2011. Modelação de escoamentos na bacia do rio Torno utilizando o ARCSWAT, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos – APRH, Seminário sobre águas subterrâneas, 5pp.
- Paixão, F. J. R., Andrade, A. R. S., Azevedo, C. A. V., Costa, T. L., Feitosa, R. M., 2004. Estimativa da infiltração da água no solo através de modelos empíricos e funções não lineares, *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, 11 pp.
- Parchen, C. A. P., 2007. Desenvolvimento de metodologia para mensuração de alguns parâmetros de processos hidrológicos de superfície em ambiente florestal, Tede de Doutorado em Ciências Florestais, Departamento de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 201pp.
- Park, G. A., Park, J. Y., Joh, H. K., Lee, J. W., Ahn, S. R., Kim, S. J., 2013. Evaluation of Mixed Forest Evapotranspiration and Soil Moisture using Measured and SWAT Simulated Results in a Hillslope Watershed, *Journal of Civil Engineering*, N.º 1, Vol. 18, 315-322pp.
- Penman, H. L., 1956. Evaporation: an Introductory Survey. *Neth. J. Agric. Sci*, N.º. 4, 9 – 29pp.

- Pereira, A.R., Vila Nova, N.A., Sedyama, G.C., 1997, Evapo(transpi)ração, Piracicaba: FEALQ, 183pp.
- Pereira, L. S., Allen, R. G., Smith, M., Raes, D., 2014. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future, *Agricultural Water Management: Priorities and Challenges*, Vol. 147, 4-20pp.
- Philip, J.R., 1957. The theory of Infiltration: 5. The Influence of the Initial Moisture Content. *Soil Science*, N°.84, Vol.4, 329-339pp.
- Pinto, N.L, Holtz, A.C.T., Martins, J.A, Gomide, F.L.S., 1976. *Hidrologia Básica*, Editora: Edgar Blücher, São Paulo, 279pp.
- PNUMA, 2004. Perspetivas do meio ambiente mundial 2002 (GEO-3): Passado, presente e futuro. Brasília: Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, Universidade Livre da Mata Atlântica, 34 pp.
- Pott, C. A., Maria, I. C., 2003. Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica, *Revista Brasileira Ci. Solo*, 19-28pp.
- Prado, S., R., 2009. Introdução ao ArcGIS: Conceitos e comandos. URL: <http://xa.yimg.com/kq/groups/17314041/51088737/name/Apostila+Renato+Prado+Vol+2.pd>. Consultado em: 20 de Janeiro de 2015.
- Pruski, F. F., Pereira, A. B., Novaes, L. F., Silva, D. D., Ramos, M. M., 2004. Precipitação média anual e vazão específica média de longa duração, na Bacia do São Francisco, *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, N° 2/3, Vol. 8, 247-253pp.
- Pruski, F.F., Rodrigues, L.N., Silva, D.D., 2001. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, N°.2, Vol.5,301-307pp.
- Ramos, P. P. O., 2011. Balanço hídrico e perda de solo em pastagens. Estudo comparativo de pastagens permanentes semeadas, biodiversas ricas em leguminosas e pastagens naturais, Tese de Mestrado em Engenharia do Ambiente, Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, 99pp.
- Raupach, M. R., 2001. Combination theory and equilibrium evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, N°.574. Vol. 127, 1149–1181pp.
- Reca, J., Medina, J. L., Camacho, E., López, R., Roldan, J., 1999. Aplicación de las técnicas de teledetección y SIG a la determinación y análisis de mapas de evapotranspiración, *Análisis de la Evapotranspiración mediante teledetección*, N.º 1, Vol. 6, 63 – 68pp.
- Reichardt, K., Timm, L.C., 2004. Solo, Planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações, Editora: Manole, Barueri, 478pp.
- Reis, R., Barbeiro, A., Silva, A., Marrecas, P., Igreja, C., Valério, M., Patrício, P., Lucena e Vale, M., 2013. Alterações no uso e ocupação do solo (década 80 até à atualidade) – evolução do coberto vegetal, 7º Congresso Florestal Nacional, 1pp.

- Rocha, E. J.T, Evangelista, S. R. M., Júnior, S. C. F. F., Gondin, R. S., 2011. Estimativa da Eto pelo método Penman-Monteith FAO com dados mínimos integrada a um Sistema de Informação Geográfica, Revista Ciência Agronômica, N.º 1, Vol. 42, 75-83pp.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Shell, J.A., Deering, D.W., Harlan, J.C., 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation, Remote Sensing Center, 12pp.
- Rumtor, Site Disponível: <http://www.rumtor.com/> (Última Atualização: 25 de Outubro de 2014), URL: <http://www.rumtor.com/pluviografo.html>, Consultado a 25 de Outubro de 2014.
- Sánchez, N., Martínéz-Fernández, J., González-Piqueras, J., González-Dugo, M.P., Baroncini-Turricchia, G., Torres, E., Calera, A., Pérez-Gutiérrez, C., 2012. Water balance at plot scale for soil moisture estimation using vegetation parameters, Agricultural and Forest Meteorology, Vol.166-167, 1-9pp.
- Santos, C., Lorite, I.J., Tasumi, M., Allen, R.G., Fereres, E., 2008. Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. Irrigation Science, Vol. 26, 277-288pp.
- Sediyama, C. G.; Ribeiro, A.; Leal, B. G., 1998. Relações clima – água – planta, Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, Poços de Caldas, 46 – 85pp.
- Sediyama, G.C., 1996. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Vol:4, Nº:1, Santa Maria.
- Segeer, C. D., Villodas, R., 2006. Hidrologia I, Unidade 5: Las precipitaciones, Universidade Nacional de Cuyo – Faculdade de Ingeniería, 26pp.
- Semalt, P. D., Dev, K., Kumar, S., Kimoti, S., Kimothi, M. M., 2011. Estimation of forest evapotranspiration over Uttarakhand hills, India, Indian Journal Phys. N.º 8, Vol. 85, 1277-1285pp.
- Sentelhas, P. C., Angelocci, L. R., 2009. Evapotranspiração – Definição e Conceitos, LCE 306 – Meteorologia Agrícola, 47pp.
- Sentelhas, P.C., 1999. Balanços Hídricos Climatológicos do Brasil, Universidade de São Paulo, Departamento de Ciências Exatas, Piracicaba.
- Shahidian, S., Serralheiro, R.P., Teixeira, J. L., Serrano, J., Santos, F. L., Guimarães, R. C., 2011. Utilização da equação de Hargreaves Samani para o cálculo da Eto em estufas, VI congresso ibérico de AgroIngeniería, Universidade de Évora, 10pp.
- Shaw, E. M., 1994. Hydrology in Practice, Chapman & Hall, 3ª Edição, 69pp.
- Shiklomanov, I., 1999. World water resources at the beginning of the 21st century. St. Petersburg: State Hydrological Institute, 417pp.

- SIAR, Servicio Integral de Asesoramiento al Regante de Castilla-La Mancha, Site Disponível: <http://crea.uclm.es/siar/> (Última atualização: 10 de Outubro de 2014), URL: <http://crea.uclm.es/siar/metodologia/eto.php>. Consultado em 13 de Outubro de 2014.
- Silva, A. O., Silva, E. F. F., Moura, G. B. A., Lopes, P. M. O., 2011. Avaliação do desempenho de métodos de estimativa de evapotranspiração potencial para a região Norte de Recife-PE, Engenharia na Agricultura, N.º 2, Vol. 20, 12pp.
- Silva, E. M., Castro, M. A. H., 2006. Uma Análise Preliminar da Distribuição Espacial da Climatologia de Precipitação Pluviométrica Simulada em Bacias Hidrográficas no Estado do Ceará - Brasil. Revista Tecnologia (UNIFOR), Fortaleza/CE, n. 01, v. 27,
- Silva, J. E., Gomes, C. C., s/d. Balanço hídrico em uma bacia experimental do semi-árido Nordeste, 20pp.
- Silva, K. O., Miranda, J. H., Duarte, S. N., Folegatti, M. V., 2005. Análise de métodos de estimativa de evapotranspiração na otimização de sistemas de drenagem, revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, N.º 2, Vol. 9, 161-165pp.
- Silva, M. G., Oliveira, J. B., Lêdo, E. R. F., Araújo, E. M., Araújo, E. M., Estimativa da Eto pelos métodos Penman-Monteith Fao 56 e Hargreaves-Samani a partir de dados de Tx e Tn para sobral e tauá no Ceará, Revista ACTA Tecnológica, N.º 2, Vol. 5, 17pp.
- Srinivasan, R & Arnold, JG. Integration of a basin-scale water quality model with GIS, Water Res. B., 30:453-462, 1994.
- Srinivasan, R., Arnold, J.G., 1994. Integration of a basin-scale water quality model with GIS. Water Resources Bulletin, American water resources association, N.º 3, Vol. 30, 453-462pp.
- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R.G., Wright, J.L., 2005. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. Irrigation and Drainage Systems, N.º 3-4, Vol.19, 355-376pp.
- Thornthwaite, C. W., 1948. Na approach toward a Rational Classification of Climate, Geographical Review, N.º 1, Vol. 38, 55-94pp
- Tomasella, J.T.G., Rossato, L., 2005. Tópicos em Meio Ambiente e Ciências Atmosféricas – Balanço Hídrico, INPE, São José dos Campos, 12pp.
- Tomaz, P., 2008. Evapotranspiração, Capítulo 07- Método de Hargreaves, 54-57pp.
- Tucci, C. E.M., 2002. Impactos da variabilidade climática e do uso do solo nos recursos hídricos, Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas, Câmara Temática sobre Recursos Hídricos, Agência Nacional de Águas – ANA, 150 pp.
- Tucci, C.E.M., 1993. Hidrologia Ciência e Aplicação, Editora da Universidade, 943pp.

- Uda, P. K., 2010. Análise da evapotranspiração potencial distribuída por meio de imagens NDVI, na bacia do Rio Negrinho-SC, Tese de Mestrado em Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade federal de Santa Catarina, Florianópolis-SC, 84pp.
- Ullrich, A., Volk, M., 2009. Application of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) to predict the impact of alternative management practices on water quality and quantity, Agricultural Water Management, N.º 8, Vol. 96, 1207-1217pp.
- UNESCO, 1982. Guía Metodológica para la Elaboración del Balance Hídrico de América del Sur, Montedidéu, Uruguai, 130pp.
- Vaz, J. A. M. C., 2010. Modelos de transformação da precipitação em escoamento à escala mensal: aplicação a três casos de estudo em Moçambique, Tese de Mestrado em Engenharia Civil, Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, 148pp.
- Water Watch, For spacial systems and strategies, A scientific description of SEBAL procedure, Site Disponível: <http://www.waterwatch.nl/>, Última Atualização: Novembro de 2014, URL: http://www.waterwatch.nl/fileadmin/bestanden/Tools/A_scientific_description_of_SEBAL_procedure.pdf, Consultado em: 2 de Novembro de 2014.
- Winchell, M., Srinivasan, R., Di Luzio, M., Arnold, J., 2008. Arcswat 2.0 Interface for SWAT 2005 - User's Guide. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station, Texas. Grassland, Soil and Water Research Laboratory, USDA Agricultural Research Service, Texas. 448pp

ANEXOS

Anexo 1.1 – Matriz de Correlação da ETo_NC

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Jan	1,00	0,99	0,81	0,91	0,84	0,99	0,96	0,98	0,97	0,84	0,91	0,95
Fev	0,99	1,00	0,87	0,95	0,89	0,96	0,92	0,95	0,98	0,90	0,95	0,98
Mar	0,81	0,87	1,00	0,97	1,00	0,71	0,60	0,68	0,92	1,00	0,98	0,95
Abr	0,91	0,95	0,97	1,00	0,98	0,84	0,76	0,82	0,98	0,98	1,00	0,99
Mai	0,84	0,89	1,00	0,98	1,00	0,75	0,65	0,72	0,94	1,00	0,99	0,96
Jun	0,99	0,96	0,71	0,84	0,75	1,00	0,99	1,00	0,92	0,75	0,84	0,89
Jul	0,96	0,92	0,60	0,76	0,65	0,99	1,00	0,99	0,86	0,65	0,75	0,82
Ago	0,98	0,95	0,68	0,82	0,72	1,00	0,99	1,00	0,91	0,72	0,81	0,87
Set	0,97	0,98	0,92	0,98	0,94	0,92	0,86	0,91	1,00	0,94	0,97	0,99
Out	0,84	0,90	1,00	0,98	1,00	0,75	0,65	0,72	0,94	1,00	0,99	0,97
Nov	0,91	0,95	0,98	1,00	0,99	0,84	0,75	0,81	0,97	0,99	1,00	0,99
Dez	0,95	0,98	0,95	0,99	0,96	0,89	0,82	0,87	0,99	0,97	0,99	1,00

Anexo 1.2 – Matriz de Correlação da ETo_C3 – 2025

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Jan	1,00	0,99	0,81	0,91	0,84	0,98	0,95	0,98	0,97	0,84	0,91	0,95
Fev	0,99	1,00	0,87	0,95	0,89	0,96	0,91	0,95	0,98	0,90	0,95	0,98
Mar	0,81	0,87	1,00	0,97	1,00	0,71	0,60	0,68	0,92	1,00	0,98	0,95
Abr	0,91	0,95	0,97	1,00	0,98	0,84	0,76	0,82	0,98	0,98	1,00	0,99
Mai	0,84	0,89	1,00	0,98	1,00	0,75	0,64	0,72	0,94	1,00	0,99	0,96
Jun	0,98	0,96	0,71	0,84	0,75	1,00	0,99	1,00	0,92	0,75	0,83	0,89
Jul	0,95	0,91	0,60	0,76	0,64	0,99	1,00	0,99	0,86	0,65	0,75	0,82
Ago	0,98	0,95	0,68	0,82	0,72	1,00	0,99	1,00	0,90	0,72	0,81	0,87
Set	0,97	0,98	0,92	0,98	0,94	0,92	0,86	0,90	1,00	0,94	0,97	0,99
Out	0,84	0,90	1,00	0,98	1,00	0,75	0,65	0,72	0,94	1,00	0,99	0,97
Nov	0,91	0,95	0,98	1,00	0,99	0,83	0,75	0,81	0,97	0,99	1,00	0,99
Dez	0,95	0,98	0,95	0,99	0,96	0,89	0,82	0,87	0,99	0,97	0,99	1,00

Anexo 1.3 – Matriz de Correlação da ETo_C3 – 2050

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Jan	1,00	0,99	0,81	0,92	0,90	0,98	0,95	0,98	0,97	0,85	0,91	0,95
Fev	0,99	1,00	0,87	0,95	0,94	0,96	0,91	0,95	0,98	0,90	0,95	0,98
Mar	0,81	0,87	1,00	0,97	0,98	0,71	0,60	0,68	0,92	1,00	0,98	0,95
Abr	0,92	0,95	0,97	1,00	0,99	0,84	0,75	0,82	0,98	0,98	1,00	0,99
Mai	0,90	0,94	0,98	0,99	1,00	0,82	0,73	0,80	0,97	0,99	1,00	0,99
Jun	0,98	0,96	0,71	0,84	0,82	1,00	0,99	1,00	0,92	0,75	0,84	0,89
Jul	0,95	0,91	0,60	0,75	0,73	0,99	1,00	0,99	0,86	0,65	0,75	0,81
Ago	0,98	0,95	0,68	0,82	0,80	1,00	0,99	1,00	0,91	0,72	0,81	0,87
Set	0,97	0,98	0,92	0,98	0,97	0,92	0,86	0,91	1,00	0,94	0,97	0,99
Out	0,85	0,90	1,00	0,98	0,99	0,75	0,65	0,72	0,94	1,00	0,99	0,97
Nov	0,91	0,95	0,98	1,00	1,00	0,84	0,75	0,81	0,97	0,99	1,00	0,99
Dez	0,95	0,98	0,95	0,99	0,99	0,89	0,81	0,87	0,99	0,97	0,99	1,00

Anexo 1.4 – Matriz de Correlação da ETo_C3 – 2100

Meses	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Jan	1,00	0,99	0,83	0,93	0,91	0,98	0,95	0,98	0,98	0,86	0,92	0,95
Fev	0,99	1,00	0,88	0,96	0,95	0,96	0,91	0,95	0,99	0,91	0,96	0,98
Mar	0,83	0,88	1,00	0,97	0,98	0,72	0,61	0,70	0,92	1,00	0,98	0,96
Abr	0,93	0,96	0,97	1,00	0,99	0,85	0,76	0,83	0,98	0,98	1,00	0,99
Mai	0,91	0,95	0,98	0,99	1,00	0,83	0,74	0,81	0,97	0,99	1,00	0,99
Jun	0,98	0,96	0,72	0,85	0,83	1,00	0,99	0,99	0,93	0,76	0,84	0,89
Jul	0,95	0,91	0,61	0,76	0,74	0,99	1,00	0,99	0,86	0,65	0,75	0,80
Ago	0,98	0,95	0,70	0,83	0,81	0,99	0,99	1,00	0,91	0,74	0,82	0,86
Set	0,98	0,99	0,92	0,98	0,97	0,93	0,86	0,91	1,00	0,94	0,97	0,99
Out	0,86	0,91	1,00	0,98	0,99	0,76	0,65	0,74	0,94	1,00	0,99	0,98
Nov	0,92	0,96	0,98	1,00	1,00	0,84	0,75	0,82	0,97	0,99	1,00	1,00
Dez	0,95	0,98	0,96	0,99	0,99	0,89	0,80	0,86	0,99	0,98	1,00	1,00